IV-15.635

GHEORGHE ROMANESCU

HIDROLOGIE GENERALĂ

EDITURA TERRA NOSTRA
IAŞI - 2003

IV-15.635

Gheorghe Romanescu

HIDROLOGIE GENERALĂ

625222
B.C.U. IASI

Editura TERRA NOSTRA
Iaşi - 2003

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Culegere text: Gheorghe Romanescu
Tehnoredactare: Gheorghe Romanescu
Grafică: Gheorghe Romanescu

ISBN 973 – 8432 – 13 - 8

Copyright © 2003 TERRA NOSTRA
Toate drepturile asupra acestei ediții sunt rezervate autorului
e-mail: geluromanescu@yahoo.com

Coperta: Stoleru Cristian, Dan Stoica

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cuprins

Introducere 11
Capitolul I Istoricul dezvoltării hidrologiei 13
Capitolul II Ştiinţele hidrologice 24
Capitolul III Apele în viaţa popoarelor 27
Capitolul IV Volumul de apă din natură 33
1.Generalităţi 33
2.Geneza apei 34
3.Resursele hidrosferei 36
4.Ciclul apei 46
5.Proprietăţile generale ale apei 56
5.a.Molecula apei şi structura ei 56
5.b.Caracteristicile calitative ale apelor 56
5.b.1.Proprietăţile organoleptice 56
5.b.2.Proprietăţile fizice ale apei în stare lichidă 57
5.b.3.Proprietăţile fizice ale apei în stare solidă 62
5.b.4.Apa în stare de vapori 62
5.b.5.Proprietăţile chimice 63
5.b.6.Proprietăţile biologice şi bacteriologice 64
5.b.7.Compoziţia apei marine 64
Capitolul V Miturile şi legendele apei 74
Capitolul VI Hidrogeologie 78
1.Caractere generale 78
1.a.Avantajele apei subterane 80
1.b.Apele care alimentează pânzele subterane 81
2.Geologia apei 82
2.a.Apele subterane din bazinele sedimentare 82
2.b.Apele subterane din regiunile montane 86
2.c.Apele subterane din regiunile de soclu 87
3.Studiul morfologic al acviferelor 87
3.a.Definiţia acviferului 87
3.b.Tipurile hidraulice de acvifere libere şi captive 88
3.c.Tipurile de ape subterane şi caracteristicile lor 102
3.c.1.Apa de reţenţie 102
3.c.2.Apa legată 103
3.c.3.Apa liberă 104
4.Zonalitatea subterană sol-apă 109
4.a.Zona saturată 109
4.b.Zona nesaturată (de aeraţie) 110
5.Apa subterană, agent geodinamic şi hidrogeochimic 111
6.Scurgerea şi hidrodinamica apelor subterane 112
6.a.Schema generală a scurgerii 112
6.a.1.Legea Darcy 114
6.a.2.Conul de depresiune 119
7.Metode de determinare a circulaţiei apelor subterane 121
8.Calitatea apei subterane. Hidrogeochimia 124
8.a.Principalele substanţe dizolvate în apa subterană 124

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

8.b.Parametrii mineralizației apei subterane 124
8.c.Evoluția caracteristicilor hidrochimice 124
8.d.Caracteristicile fizice ale apei subterane 125
9.Apa subterană, resursă minerală regenerabilă 125
10.Rezervele de apă subterană 125
10.a.Definiție și tipurile de rezerve 125
10.b.Evaluarea rezervelor de apă subterană 126
10.c.Regenerarea rezervelor de apă subterană 126
11.Resursele de apă subterană 126
11.a.Definiție și tipurile de resurse 126
11.b.Resursele potențiale totale de apă 126
11.c.Resursele regenerabile de apă 126
11.d.Resursele neregenerabile de apă 126
Capitolul VII Izvoarele 128
A. Clasificarea izvoarelor 129
1.După situația geologică 129
1.a.Izvoare descendente 129
1.a.1.Izvoare descendente de strat 129
1.b.Izvoare ascendente 131
1.c.Izvoare intermitente 135
1.c.1.Izbucurile 135
1.c.2.Gheizerele 135
2.După caracteristicile hidrologice ale stratelor acvifere din care se alimentează izvoarele 139
3.După modul de utilizare a apei 140
4.După alcătuirea petrografică sau structura geologică 140
5.După modalitatea de scurgere 140
6.După valoarea raportului dintre debitul maxim (Q_{max}) și cel minim (Q_{min}) și după gradul de regularitate al debitelor 140
6.După debit 141
8.După temperatură 141
7.a.Izvoare reci 141
7.b.Izvoare calde (termale) 141
B. Apele minerale 144
1.Tipurile de izvoare minerale 144
1.a.Izvoare minerale carbogazoase și bicarbonatate carbogazoase 144
1.b.Izvoare bicarbonatate simple 144
1.c.Izvoare minerale sulfuroase 145
1.d.Izvoare minerale clorurate, iodurate și bromurate 145
1.e.Izvoare minerale alcaline și alcalino-zeroase 146
1.f.Izvoare minerale feruginoase 146
1.g.Izvoare minerale sulfatate 147
1.h.Izvoare minerale radioactive 147
1.i.Ape termo-minerale 147
1.j.Apele "fosile" sau "de zăcământ" 148
1.k.Izvoare slab mineralizate și apele minerale concentrate 148
1.l.Izvoare oligominerale plate și minerale plate 148
Capitolul VIII Potamologia 150

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1.Apele de şiroire 154
2.Apele torenţiale 154
3.Apele curgătoare cu caracter permanent 156
3.a.Râurile 156
3.a.1.Izvoarele râurilor 158
3.a.2.Cursul râurilor 159
3.a.3.Gura de vărsare 160
-Estuare 161
- Delte 171
4.Reţeaua hidrografică 181
4.a.Definiţie 181
4.b.Formarea reţelei hidrografice 181
4.b.1.Pluviodenudarea 182
4.b.2.Eroziunea în suprafaţă 184
4.b.3.Şiroirea 184
4.b.4.Ogaşele 185
4.b.5.Ravenele 186
4.b.6.Văiuga 188
4.b.7.Vâlceaua 188
4.b.8.Valea 188
5.Categoriile hidrologice ale scurgerii 192
5.a.Torentul 192
5.b.Pârâul 192
5.c.Râul 193
5.d.Fluviul 194
6.Sistemele fluviale (cursuri de apă) 194
7.Structura şi compoziţia reţelei hidrografice 195
7.a.Dentritică 195
7.b.Rectangulară 195
7.c.Radiară 195
7.d.Fluată 195
7.e.Centripetă 195
7.f.Multibazinală 195
7.g.Zăbrelită (gratii) 196
7.h.Paralelă 196
7.i.Inelară 196
7.j.Deranjată 196
7.k.Contorsionată 197
8.Ierarhizarea reţelei hidrografice 201
9.Elemente legate de reţeaua hidrografică 204
9.a.Lungimea râurilor 204
9.b.Lungimea ramificaţiei şi a reţelei hidrografice 205
9.c.Profilul longitudinal al reţelei hidrografice 205
9.d.Densitatea ramificaţiilor reţelei hidrografice 207
9.e.Coeficientul de sinuozitate pentru un curs de apă 207
9.f.Coeficientul de ramificare al râurilor 210
9.g.Schema hidrografică a râurilor 211
10.Albia cursurilor de apă 211

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

10.a.Definiţie 211
10.b.Profilul transversal al albiei 213
10.b.1.Albia minoră (principală) 214
10.b.2.Albia majoră (lunca) 214
10.c.Profilul longitudinal al râurilor 218
10.c.1.Cascada 221
10.c.2.Curba profilului longitudinal a suprafeţei apei 223
10.c.3.Profilul de echilibru 223
10.d.Nivelul de bază (baza de eroziune) 224
10.e.Configuraţia în plan a râurilor 224
10.e.1.Albiile rectilinii 224
10.e.2.Albiile meandrate 224
10.e.3.Albiile împletite 231
10.f.Forme ale curgerii fluviale 234
10.f.1.Mişcarea laminară 234
10.f.2.Mişcarea turbulentă 234
10.g.Determinarea elementelor secţiunii active de scurgere 238
10.h.Viteza apei în cadrul albiilor 240
10.h.1.Calcularea vitezei medii 244
10.i.Curenţii din râuri 250
10.j.Reţeaua hidrometrică 254
10.k.Nivelul râurilor 256
10.k.1.Construcţii pentru măsurarea nivelurilor 257
10.k.2.Prelucrarea şi reprezentarea grafică a nivelurilor 262
10.k.3.Hidrogradul 263
10.k.4.Tipurile de niveluri 264
10.k.5.Măsurarea adâncimilor 264
10.l.Debitul râurilor 265
10.l.1.Debitul lichid 265
- Metode de determinare a debitului lichid 266
-Prelucrarea debitelor lichide 278
10.l.2.Debitul solid (aluvionar) 281
- Tipuri de măsurători pentru aluviunile în suspensie 284
-Metodele de calcul ale debitelor de aluviuni 285
10.m.Inundaţiile (viiturile) 295
-Viiturile simple 301
-Viiturile compuse 304
10.n.Regimul termic şi de îngheţ al râurilor 309
10.n.1.Temperatura apei din râuri 309
10.n.2.Regimul de îngheţ al râurilor 310
10.o.Caracteristicile hidrochimice ale râurilor 317
10.o.1.Râurile din clasa apelor bicarbonatate 318
10.o.2.Râurile din clasa apelor sulfatate 319
10.o.3.Râurile din clasa apelor clorurate 319
10.o.4.Duritatea totală a apei din râuri 319
10.p.Sursele de alimentare ale râurilor 320
10.p.1.Alimentarea râurilor din ploi 320
10.p.2.Alimentarea râurilor din topirea zăpezilor 320

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

10.p.3.Alimentarea râurilor din topirea zăpezilor permanente şi a gheţarilor 321
10.p.4.Alimentarea subterană a râurilor 321
10.q.Clima şi regimul scurgerii 323
10.q.1.Tipul amazonian 323
10.q.2.Tipul nigerian 323
10.q.3.Tipul mekongian 323
10.q.4.Tipul amurean 324
10.q.5.Tipul mediteraneean 324
10.q.6.Tipul oderean 324
10.q.7.Tipul volgean 324
10.q.8.Tipul yukonian 324
10.q.9.Tipul caucazian 324
10.q.10.Tipul nurean 324
10.q.11.Tipul groenlandez 324
10.q.12.Tipul loanic 325
10.q.13.Tipurile de regim ale râurilor din România 326
10.r.Dunărea 328
10.r.1.Regimul hidrologic al Dunării 329
10.r.2.Cursul superior 330
10.r.3.Cursul mijlociu 331
10.r.4.Cursul inferior 332
10.s.Bazinele hidrografice 339
10.s.1.Definiţie 339
10.s.2.Schimburile de materie şi energie cu mediul înconjurător 341
10.s.3.Tipurile de bazine 344
10.s.4.Elementele morfometrice ale bazinelor hidrografice 345
11.Regimul hidrologic al râurilor 357
*11.a.Hidrologia sistemelor fluviale din zona intertropi*cală 360
11.a.1.Regiunea ecuatorială 361
11.a.2.Regiunea tropicală 364
11.b.Hidrologia sistemelor fluviale din zonele temperate şi reci 377
11.b.1.Regiunea mediteraneană 377
11.b.2.Regiunea temperat-oceanică 382
11.b.3.Regiunea temperat-continentală 389
11.b.4.Regiunea aridă 399
11.b.5.Zona rece 399
Capitolul IX Limnologie 402
A.Caracterele generale ale lacurilor 402
1.Concepţie şi definiţie 402
2.Istoricul limnologiei 402
3.Definirea termenilor de lac şi baltă 403
4.Răspândirea lacurilor 406
4.a.Lacurile din zonele cu climă umedă şi temperată 406
4.b.Lacurile din zonele aride şi uscate 407
5.Tipurile de lacuri 407
5.a.După originea cuvetei lacustre 409
5.a.1.Lacuri rezultate din acţiunea factorilor interni 409
5.a.2.Lacuri rezultate din acţiunea factorilor externi 419

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.Elementele morfometrice ale lacurilor 445
6.a.Suprafaţa 445
6.b.Lungimea 446
6.c.Lăţimea 446
6.d.Axa mare 446
6.e.Axa mică 446
6.f.Perimetrul lacului (lungimea liniei de ţărm) 446
6.g.Gradul de sinuozitate al ţărmului (malurilor) 446
6.h.Volumul de apă 447
6.i.Adâncimea 447
6.j.Panta medie a fundului 447
6.k.Suprafaţa reală a fundului depresiunii lacustre 448
6.l.Indicele de formă al depresiunii lacustre 448
6.m.Forma lacurilor 448
6.n.Forma cuvetelor 449
6.o.Raportul axelor (coeficientul de formă) 449
6.p.Gradul de insulozitate (insularitate) 450
7.Bilanţul apei (hidric) din lacuri 453
8.Dinamica apelor (valurile) 456
9.Nivelurile 458
10.Particularităţile regimului termic 460
11.Fenomenele de îngheţ 465
12.Caracteristicile hidrochimice 466
13.Culoarea şi transparenţa apei 470
13.a.Coeficientul de transparenţă 471
13.b.Transparenţa relativă 471
14.Procesele de colmatare 471
15.Unităţile limnologice (teritoriul României) 475
15.a.Unitatea limnologică carpatică 475
15.b.Unitatea limnologică pericarpatică 475
B. Elemente de ecologie limnologică 480
1.Ecosistemele lacustre 480
1.a.Pelagialul 480
1.b.Bentalul 480
2.Biocenozele lacustre 481
2.a.Pelagosul 481
2.b.Neustonul 481
2.c.Planctonul 481
2.d.Bentosul 482
2.e.Fitobentosul 482
2.f.Zoobentosul 482
3.Structura funcţională a ecosistemului lacustru 483
4.Fiziologia sistemelor lacustre 483
5.Dinamica ecosistemelor lacustre 484
5.a.Succesiuni ecologice 484
6.Medii biologice lacustre 484
6.a.Zona litorală 484
6.b.Zona pelagică 485

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.c.Zona de adâncime 485
Capitolul X Telmatologia 486
1.Definiție, geneză, repartiție 486
2.Tipologie 489
2.a.Turbăriile plate (joase, mlaștini) 489
2.a.1.Mlaștini eutrofe 492
2.a.2.Mlaștini oligotrofe 493
2.a.3.Mlaștini mezotrofe 494
2.b.Turbăriile înalte (bombate) 494
3.Regimul hidrologic al mlaștinilor 496
4.Răspândirea mlaștinilor și importanța lor economică 497
Capitolul XI Zăpezile și gheții – Glaciologia 498
1.Glaciologie – definiție 498
2.Raporturile cu alte științe 498
3.Istoricul cercetărilor 498
4.Geneza zăpezii și principalele proprietăți 499
4.a.Proprietățile fizice 499
4.a.1.Structura moleculară 500
4.a.2.Dimensiunea cristalelor 500
4.a.3.Densitatea zăpezii 501
4.a.4.Densitatea gheții 501
4.a.5.Permeabilitatea în aer 501
4.a.6.Conținutul în apă 501
4.a.7.Conductibilitatea termică 501
4.b.Proprietățile mecanice 501
4.b.1.Plasticitatea 502
4.b.2.Rezistența la rupere 502
4.b.3.Tasarea 502
4.c.Proprietățile optice 502
4.c.1.Refracția 502
4.c.2.Termoluminiscența 502
5.Structura ghețarului 503
5.a.Zona de alimentare 503
5.b.Zona de ablație 504
6.Limita zăpezilor permanente (persistente) 505
7.Reacția glaciației în funcție de climat 506
8.Grosimea și durata stratului de zăpadă 508
8.a.Grosimea 508
8.b.Durata 508
9.Repartiția actuală a zăpezilor și ghețarilor 508
10.Repartiția cuaternară a zăpezilor și ghețarilor 514
11.Erele glaciare vechi 517
12.Ghețarii și relieful derivat 519
12.a.Tipurile de ghețari 519
12.a.1.Ghețarii regionali 520
12.a.2.Ghețarii locali 522
13.Scurgerea glaciară 526
13.a.Caracteristicile scurgerii glaciare 526

B.C.U. "EMINESCU" IAȘI
GEOGRAFIE

13.b.Interpretarea scurgerii glaciare 527
14.Activitatea ghețarilor 528
14.a.Transportul morenelor 529
15.Ablația și acumularea 530
Capitolul XII Poluarea apelor 531
1.Definiție, caracteristici 531
2.Calitatea apelor 532
3.Sursele de poluare și poluanții 536
3.a.Sursele de poluare 536
3.b.Poluanții 536
4.Poluarea apelor subterane 541
5.Poluarea apelor de suprafață 542
5.a.Deversarea apelor uzate 542
6.Autoepurarea apei 546
7.Epurarea apelor 546
7.a.Epurarea mecanică 548
7.b.Epurarea biologică 549
7.b.1.Epurarea biologică pe cale naturală 549
7.b.2.Epurarea biologică artificială 549
7.c.Epurarea chimică 551
7.d.Epurarea apelor reziduale in situ 552
7.e.Alte procese de epurare 553
7.e.1.Precipitarea controlată 553
7.e.2.Oxidarea catalitică 554
7.e.3.Extracția selectivă 554
7.e.4.Schimbul ionic 554
7.e.5.Osmoza inversă 554
7.e.6.Membranele bipolare 554
7.e.7.Electroforeza 554
7.e.8.Iradierea cu raze ultraviolete 554
7.e.9.Arderea totală cu plasmă 554
7.e.10.Utilizarea microorganismelor heterotrofe sau autotrofe 554
7.e.11.Membranele biologice aerobe îmbogățite cu oxigen 554
7.e.12.Plantele filtru 555
7.f.Evacuarea apelor epurate 555
8.Probleme ale poluării apelor în România 557
8.a.Apele subterane 557
8.b.Apele de suprafață 557
Bibliografie selectivă 562

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Introducere

Pentru cele mai multe persoane, apa este un corp incolor, inodor şi insipid. Această definiţie, însuşită încă de pe băncile şcolii, lasă o impresie de banalitate. Ca urmare a caracteristicilor sale, apa este o substanţă extraordinară. Dacă Terra este un organism, apa joacă rolul sângelui. Dacă poate exista viaţă fără aer, nu acelaşi lucru se poate spune şi despre apă.

În condiţiile societăţii actuale, apa joacă rol de primă importanţă în economia oricărei ţări. Ca urmare a locului ocupat pentru societatea actuală, această substanţă trebuie foarte bine manageriată.

Hidrologia, în cadrul ştiinţelor geografice, ocupă un rol foarte important, fiind considerată ştiinţă fundamentală. În acest context trebuie acordată o atenţie deosebită fenomenelor hidrologice cu implicaţii majore asupra mediului înconjurător.

Apa, ca agent cu mobilitate ridicată, trebuie studiată sub toate formele sale de agregare.

Cursul de faţă este structurat pe 12 capitole. Importanţa cea mai mare este acordată apelor subterane şi râurilor, deoarece acestea contribuie cu cele mai mari cantităţi în circuitul economiei generale. Un loc foarte important îl ocupă şi studiul gurilor de vărsare (estuare şi delte). În actuala modalitate de globalizare, locul de vărsare al marilor fluvii reprezintă locul de consens între peren şi efemer. Încă din cele mai vechi timpuri gurile marilor fluvii au atras populaţia ca urmare a binefacerilor oferite "gratuit" de natură.

O problemă foarte importantă se referă şi la subiectul legat de poluarea apelor, mai ales a celor utilizate în alimentarea populaţiei.

Lucrarea, astfel concepută, se adresează studenţilor de la facultăţile de geografie, ecologie, hidrotehnică, biologie etc. şi tuturor celor dornici de cunoaştere.

BCU VASILE CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL I Istoricul dezvoltării hidrologiei

Motto:

"Când privirea lucrurilor este oarecum blândă, oarecum gravă, oarecum gânditoare, ea este o privire a apei. Cercetarea imaginației ne duce la următorul paradox: în imaginația vederii generalizate, apa joacă un rol neașteptat. Adevăratul ochi al pământului este apa".

Gaston Bachelard, Apa și visele, p.35

Cu toate că hidrologia este o disciplină relativ nouă, ea a căpătat o importanță foarte mare ca urmare a utilizării multiple pe care o capătă apa în zilele noastre. Practic, fundamentele sale au fost puse abia la sfârșitul secolului al XIX-lea. Preocupări în domeniu sunt amintite, totuși, și din timpuri foarte vechi. Acest fapt este atestat de prezența numeroaselor stațiuni arheologice pe malul mărilor, râurilor și lacurilor. Cele mai vechi civilizații omenești s-au dezvoltat, cu precădere, în preajma apelor.

Strămoșii foarte îndepărtați făceau hidrologie fără a cunoaște noțiunea: se așezau în apropierea izvoarelor, a cursurilor de apă, pe țărmul mării etc. Existența apei le asigura posibilitatea deplasării, utilizarea sursei ca apă potabilă, pescuitul etc. Prin urmare, nevoile erau asigurate cu mai mare ușurință, comparativ cu locurile situate în puncte mult îndepărtate de sursele de apă.

Foto 1 Utilizarea apelor freatice în grădinile tunisiene prin intermediul puțurilor antice
Foto Gh. Romanescu

Izvoarele, au reprezentat subiectul unui respect marcat de superstiție. Fără îndoială că atracția lumii necunoscute a făcut ca oamenii să respecte în mod deosebit apa, mai ales cea potabilă. Preoții, divini și gânditori, au atribuit izvoarelor un caracter mai mult sau mai puțin mistic și religios; ca urmare a acestui fapt ele au fost protejate pentru a nu fi profanate. Actuala legislație a luat locul venerației, mai ales pentru perimetrele de protecție.

Caracterul sacru şi mistic al izvoarelor este în mod particular marcat pentru apele care au virtuţi curative. În primul rând, ele au fost consacrate unor divinităţi. Terapeutica hidrominerală este extrem de veche, ea fiind exploatată pentru prima dată în apropierea oraşului Forli (Italia). În acest scop a fost amenajat un puţ cu ape termale care datează din perioada neolitică.

Trebuie subliniat faptul că dezvoltarea hidrologiei ca ştiinţă a mers în paralel cu dezvoltarea tehnicii de folosire a apelor. Prin urmare, primele observaţii hidrometrice sunt legate de folosirea apei pentru irigarea terenurilor (4.000 ani în urmă). În acest caz egiptenii au făcut o serie de însemnări cu privire la regimul Nilului deoarece calitatea recoltelor era determinată de mărimea şi momentul producerii inundaţiilor acestui fluviu.

În Antichitate s-au făcut observaţii hidrometrice şi în bazinele fluviilor asiatice Amu Daria, Sîr Daria, Zeravşan, Tigru şi Eufrat etc.; în acest caz observaţiile sunt legate de sistemele de irigare. Apar şi primele ipoteze despre originea şi dinamica apelor subterane folosite ca apă potabilă (Egipt, China), în băile publice (Grecia, Roma) şi pentru tratarea unor boli prin intermediul apelor termale şi minerale.

Una din primele observaţii de natură hidrologică apare în versetele ecleziaşte atribuite regelui Solomon (931 î.Cr.): "toate fluviile ajung în mare şi marea nu deversează niciodată: or, fluviile care se varsă, nu încetează niciodată a curge...".

Istoria hidrologiei este mai interesată de apele terapeutice, comparativ cu cele potabile. Apele terapeutice, cunoscute şi sub denumirea de minerale, au o origine foarte îndepărtată (din punct de vedere al utilizării), mai ales în Galia (Gaule), cunoscute încă din perioada anterioară invaziei romane. S-au descoperit situri cu numeroase silexuri tăiate sau polizate în apropiere de Vichy, Bourbon-l'Archambault, monezi la Mont-Dore şi Néris, şi chiar o piscină angulară anterioară instalaţiilor romane la Mont-Dore. Nu romanii au introdus cultul apelor în Galia, meritul lor fiind doar acela de a pune în valoare noi surse şi a facilita utilizarea apelor prin intermediul construirii de piscine, devenite celebre în domeniu.

O serie de scriitori şi învăţaţi antici au lăsat numeroase însemnări cu privire la geneza şi dinamica apei.

Aristotel (384-322 î.Cr.) în "*Meteorologica*" a sesizat mecanismul circulaţiei apei şi a încercat să explice originea apelor subterane ca fiind rezultatul condensării vaporilor din aerul aflat în golurile scoarţei.

Filozofii Greciei antice au emis două teorii importante asupra ciclului hidrologic: prima, admitea că apa de mare este condusă prin canale subterane în munţi, unde este purificată şi apoi trece în izvoare; cea de-a doua, afirmă că în peşterile întunecoase şi reci din munţi, atmosfera subterană şi chiar pământul sunt schimbate într-o mixtură care formează izvoarele (Zăvoianu, 1999).

Filozoful roman *Lucretius* (99-55 î.Cr.) afirmă că apa se evaporă din mare, de pe pământ şi se întoarce înapoi sub formă de ploaie.

Lucretius, în "*De Rerum Naturale*" şi *Plinius cel Bătrân* (23-79 d.Cr.), în "*Istoria Naturale*", au dat unele explicaţii pentru procesele de evaporare, alimentarea râurilor, formarea izvoarelor etc.

Marcus Vitruvius Polius (sec.I î.Cr.) introduce în Italia moara de apă (cunoscută cu mult înainte în China), el putând fi considerat ca precursor al ipotezei infiltrării apei în scoarţă pentru alimentarea apelor subterane. În lucrarea "*De Arhitectura*" (10 volume) explică faptul că munţii primesc o mare cantitate de ploaie şi zăpadă care pătrunde prin roci, spre poalele munţilor, unde apare sub formă de izvoare.

Frontinius Julius (97 d.Cr.), în cele două cărți publicate, dovedește că deși romanii acordau o mare valoare apei, prin construirea remarcabilelor apeducte, metodele de estimare a scurgerii se bazau pe suprafața secțiunii și pe o vagă cunoaștere a vitezei.

Este injust să se creadă că romanii au fost interesați doar de utilizarea apelor termale. Ei s-au preocupat, în aceeași măsură, și de alimentarea orașelor cu apă potabilă. Pe teritoriul României, romanii au utilizat apele termale de la Herculane și Mangalia.

Pe lângă preocupările romanilor, în utilizarea apei potabile, mai pot fi amintite și cele din nord-estul Africii (foto 1). În Egipt se găsesc puțuri cu adâncimi de 100m care au o vârstă ce datează din anul 3.000 î.Cr. Apa era scoasă cu ajutorul unor instalații speciale (troliu) sau la mână. Lanțul cu godeuri este o invenție a chinezilor cu cca.3.000 ani în urmă.

În India, la Mohenjo Daro, cu 5.000 ani î.Cr., exista un oraș care avea aducțiuni de apă. Palatul regal sirian din orașul Mari era prevăzut cu canalizări de aducțiune a apei și canale de scurgere. Palatul lui Minos din Creta primea apc din izvoarele captate de pe o colină învecinată prin intermediul galeriilor confecționate sub forma unor tuburi din pământ ars, în timp ce apele pluviale erau drenate în cisterne. Instalația palestiniană de la Ta'Anak (1.500 ani î.Cr.) avea 2 cisterne săpate în rocă, în timp ce alte orașe aveau apă adusă din subteran prin intermediul galeriilor în pantă (transport gravitațional). În perioada lui Iisus, un apeduct aducea apa în Ierusalim din izvoarele învecinate.

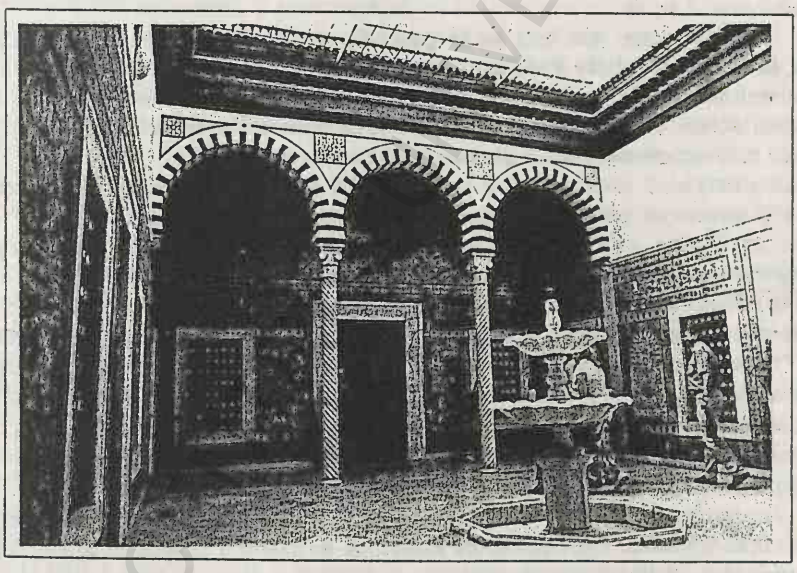


Foto 2 Fântână arteziană în Palatul Bardo din Tunis

Foto Gh. Romanescu

În Asiria apa potabilă era foarte rară. Tigrul transporta o apă mâloasă, în timp ce apele din puțuri erau afectate de impurități deoarece acestea erau săpate în lunca comună a Tigrului și Eufratului. În orașul Ninive, cu cca.700 ani d.Cr., s-au efectuat lucrări în vederea aprovizionării cu apă: un canal de 80km lungime aducea apa din munți, fiind prevăzut chiar cu un tunel artificial ce se termina într-un pod-apeduct (5 arcade) de 180m lungime, 22m lățime și 9m înălțime.

În privința apelor potabile grecii au apelat la izvoare, puțuri, cisterne etc., apele fiind transportate prin intermediul conductelor de pământ. Erau preocupați chiar și de calitatea apelor potabile cu 500 ani î.Cr. În acest sens, Hipocrate a exclamat: "Trebuie avut în vedere dacă apele sunt limpezi sau pure, dulci sau dure, deoarece este o problemă de care depinde sănătate"; el a recomandat o apă "limpede, ușoară, aerisită, fără miros și gust ușor".

În domeniul tehnicii, grecii au inventat pompele refulante cu pistoane, confecționate în bronz, conductele din plumb, tunelurile de tip apeduct (apeductul Empalinos, 500 î.Cr.) etc.

Romanii, la rândul lor, au fost preocupați și de calitatea apelor destinate consumului (foto 2). Preferința era îndreptată spre apele de izvor și puteau aprecia duritatea în funcție de durata fierberii legumelor. Ca urmare a faptului că Tibru era poluat (conține o mare cantitate de aluviuni), au fost constrânși să ridice apeducte care legau regiunile muntoase cu marile orașe. Lungimea totală a apeductelor depășea 400km și se furniza cca.800.000m^3 apă/zi în timpul unui an ploios. Ca accesorii, au mai utilizat lanțul (pus la punct de Arhimede) și pompa cu piston.

Romanii cunoșteau și principiul castelelor de apă și al cisternelor de depozitare a mâlului. Conductele apeductelor erau confecționate din argilă arsă, aducțiunile interioare putând fi din plumb (Italia și Galia meridională) și din argilă arsă (orașele din Orient, nordul Galiei). Deși țevile de plumb erau răspândite, robinetul nu era încă descoperit și apa curgea continuu.

În marile orașe, apa încă nu se găsea din abundență. În secolele VI-X călugării au ridicat la Paris apeductele Pré-Saint-Gervais și Belleville. Acestea, împreună cu puțurile particulare, erau "suficiente" pentru acele vremuri. Echilibrul s-a stricat în sec. al XII-lea. Consumul de apă din Sena a redevenit posibil ca urmare a ordonanței emisă de Charles VI prin care se interzicea deversarea gunoaielor și a altor resturi în râu.

Nu trebuie să se creadă că populația Evului Mediu era mai mizerabilă ca cea din alte epoci. Și în această perioadă existau instalații perfecționate și curate, dar ele aparțineau claselor privilegiate. Așa-zisele "etuves" de la Paris erau băile publice curate, dar din păcate insuficiente. Apa destinată consumului era distribuită particularilor, dar adesea adusă și la fântânile publice de unde se aproviziona restul populației. În această perioadă apare corporația "aducătorilor de apă". Ea distribuia la domiciliu apa transportată în butoaie sau burdufuri.

Executarea numeroaselor construcții hidrotehnice din Europa, mai ales din Italia, a impus studierea debitelor râurilor, a proceselor de eroziune a solurilor etc. Cu acest prilej sunt concepute și primele instrumente de măsurat viteza apei.

Timpul scurs între gânditorii antichității și perioada Renașterii italiene nu înregistrează nici un progres semnificativ.

Leonardo da Vinci (1452-1519) emite idei interesante cu privire la mecanismul mișcării apei și puterea ei de transport. Concepția lui poate fi sintetizată astfel: "apa aleargă din râuri în mare și din mare în râuri".

În Evul Mediu și mai ales în Perioada Marilor Descoperiri Geografice, s-au cules o serie de informații în legătură cu hidrografia ținuturilor cucerite în cele două Americi. Au fost furnizate date cu privire la râurile Orinoco, Cauca și Magdalena (Diego d'Ordaz, 1530-1538), Rio Negro și Amazon (Francesco Orellana, 1540), Paraguay și Parana (Sebastian Cabot, 1528), Rio Grande del Norte și Colorado (Coronado, 1540), Sfântu Laurențiu (Jaques Cartier, 1534-1535) etc. (Schram, Pantazică, 1983).

Palissy Bernard (1510-1589), în lucrarea "Discursuri admirabile despre natura apelor și a fântânilor pământului", explică faptul că apa de ploaie intră în sol, trece prin roci și curge până întâlnește o ieșire și se descarcă prin izvoare.

Cu toate observaţiile întreprinse încă nu se poate vorbi de o ştiinţă hidrologică în adevăratul înţeles al cuvântului. Progrese sensibile în dezvoltarea acestei discipline ştiinţifice s-au înregistrat începând cu secolul al XVI-lea ca urmare a bazei teoretice realizate de unii oameni de ştiinţă din domenii colaterale: fizică, chimie, hidraulică, hidrotehnică etc. Cele mai importante studii sunt întreprinse de: Simon Stevin (1548-1620), inginer flamand, celebru prin lucrările sale de hidrostatică; Galileo Galilei (1564-1642), enunţă principiul inerţiei şi al compunerii mişcărilor, principiul vaselor comunicante etc.; Torricelli E. (1608-1647), descoperă legile scurgerii lichidelor prin orificii; Blaise Pascal (1623-1662), stabileşte legile presiunii atmosferice şi ale echilibrului lichidelor, fiind totodată şi autorul primei prese hidraulice; Isac Newton (1642-1727), sprijină explicarea mişcării ritmice a apelor marine şi lacustre prin fundamentarea legilor atracţiei universale.

Francezii Perrault Pierre (1608-1680) şi *Mariotté Edmé* (1620-1684) şi astronomul englez *Halley Edmund* (1656-1742) pun hidrologia pe baze cantitative (Meinzer, 1942 citat de Zăvoianu I., 1999). Perrault a calculat, pe baza măsurării precipitaţiilor timp de trei ani, cantitatea de apă căzută în bazinul hidrografic al Senei şi apa scursă, remarcând că apa căzută sub formă de ploaie şi de zăpadă este de şase ori mai mare ca debitul râului. Întreprinde cercetări asupra capilarităţii şi evaporaţiei. Mariotté, se apleacă asupra calculului de debit al Senei la Paris prin determinarea adâncimii, a lăţimii şi vitezei râului cu ajutorul flotorilor. Halley studiază rata evaporării şi estimează că indicele evaporării de pe Marea Mediterană este suficient pentru a alimenta râurile care se scurg în ea.

În 1603, *Laurence Joubert* divizează apele potabile după 5 origini: ploaie, fântâni, râuri, puţuri şi mlaştini. Printr-un act din 23 mai 1605, Henri IV creează postul de medic: o "superintendenţă generală a băilor şi fântânilor minerale din regat". Între 1613-1614 *Nicolas de La Framboisière* şi *Landrey* studiază apele medicinale, dar şi pe cele potabile. Mai târziu, *La Reynie* preconizează supravegherea alimentelor şi apelor potabile; este uitată, din păcate, igiena corporală. *Colbert* a încurajat efectuarea de analize pentru apele potabile şi a ordonat distilarea apei în foarte multe locuri ale Franţei.

În perioada Evului Mediu s-au efectuat lucrări importante de captare şi transport a apelor potabile, mai ales în ţările puternice ale Europei: Franţa, Marea Britanie, Germania, Austria, Italia, Cehia etc. Tot în această perioadă sunt exploatate şi puse la punct izvoarele termale şi minerale din Franţa, Cehia, Polonia, Italia şi chiar România.

În secolele XVIII-XIX se asistă la o creştere impetuoasă a transporturilor pe apă şi la utilizarea hidroenergiei. Prin urmare, s-au înmulţit studiile de hidraulică pentru râuri, s-au creat diverse instrumente de măsurare, s-au elaborat ecuaţii şi formule empirice pentru calculul diverselor caracteristici hidrologice: viteza de scurgere şi sedimentare, debitele de apă şi aluviuni etc.

Descoperirea tubului hidrometric de către *Pitôt* (1732) şi a elicei hidrometrice a lui *Woltman* (1790) a făcut posibilă măsurarea şi cercetarea directă a vitezelor de curgere şi a debitelor de apă a râurilor.

Fundamentul hidraulicii moderne este clădit de *Bernoulli Jean* şi *Bernoulli Daniel* (tată şi fiu) în 1738, prin punerea la punct a ecuaţiei:

$$V = \sqrt{2gh}.$$

Secolul al XVIII-lea reprezintă perioada în care s-au pus bazele hidrodinamicii generale: *Euler L.* (1750) concepe ecuaţia mişcării lichidelor; *Chézy* (1775) emite ecuaţia mişcării turbulente a apelor de suprafaţă care se aplică şi pentru scurgerea subterană prin

goluri; totodată, el precizează că viteza unui râu variază cu panta suprafeței lui și găsește formula care dă hidrologilor o nouă bază de estimare a curgerii apei; *Darcy H.* (1856) descrie cu lux de amănunte dinamica apelor subterane formulând legea circulației apei prin porii rocilor; *Dupuit J.* aplică legea Darcy la calcularea debitelor de apă din foraje.

Studii de hidrologie au mai fost realizate de *Vasárhelly* (1845), *Humpharey, Abbot* (1861), *Bazin* (1861), *Penck* (1886), *Manning* (1890) etc.

În a doua jumătate a secolului al XIX-lea a început studiul sistematic al apelor de suprafață. În Germania, Ungaria, Franța și Elveția se organizează instituții de stat în vederea culegerii datelor hidrometrice.

Își fac apariția și primele studii monografice de hidrologie: *Voeikov A.I.* și *Lohtin V.M.* în Rusia; *Fargue, Belgrand* și *Contagne* în Franța; *Schreiberg* și *Keller* în Germania etc.

Voeikov A.I. formulează o serie de teorii cu privire la rolul mlaștinilor în alimentarea râurilor, la influența lucrărilor de desecare asupra climei și a regimului apelor etc. În lucrarea sa "*Climatele globului pământesc*" (1884) demonstrează că "râurile sunt un produs al climatului". În același timp face și o clasificare a râurilor arătând sursele de alimentare și regimul lor.

Lohtin V.M. în lucrarea "*Mecanismul albiei râului*" stabilește o serie de relații teoretice viabile și astăzi.

Belgrand a publicat lucrarea "*Hidrologia bazinului Sena*" (1850), iar *Fargue* "*Forma albiei râului cu pat mobil*". Tot ei au organizat, în 1854, rețeaua hidrometrică din bazinul Senei.

În a doua parte a secolului al XIX-lea și începutul secolului al XX-lea, se aduc contribuții importante, mai ales în cadrul stațiunilor limnologice: Sevastopol (1871), Napoli (1872), New Port (S.U.A. - 1876), Plun (Germania – 1890), Aneboda (Suedia – 1907) etc. Sunt întreprinse acțiuni cu privire la dezvoltarea bazinelor, la viața existentă în ape, la proprietățile fizice și chimice etc.

Întemeietorul limnologiei ca știință este elveținul *Forel F.A.* (1814-1912) care a studiat lacurile din Elveția și Germania. Forel, profesor la Universitatea din Lausanne (Elveția) a început cu "*Introduction a l'étude de faune profonde du lac Lémon*" (1869); a continuat cu publicarea unei ample monografii asupra lacului respectiv în trei volume: "*Le Lémon: monographie limnologique*" (1892, 1895, 1904). Printre altele, a mai publicat peste 100 de articole cu subiect limnologic și un manual: "*Handbuch der Seekunde: allgemeine Limnologie*".

Cercetările multiple din varii secțiuni ale limnologiei au dus la elaborarea, de către *James Chumley* (1910), a unei anexe cu 2.900 de titluri la lucrarea lui *Murray J.* "*Batymetric Survey of Scottish Fresh Water Lochs of Scotland*" (1900). În cercetările sale, Murray a introdus metodologia oceanografică și hidrografică.

Halbfass W. (1923) publică tratatul de geografie fizică și chimia lacurilor ("*Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde*"), lucrare rămasă ca bază în limnologie până la publicarea tratatului lui *Hutchinson* în 1957: "*Treatise on Limnology*".

La inițiativa limnologilor *Thienemann August* și *Naumann Einar*, prin adeziunea a 103 cercetători din diferite țări, s-a înființat la Kiel (Germania), pe 1 ianuarie 1922, Societatea Internațională de Limnologie. Astăzi, această societate numără peste 1.500 de membri (Gâștescu, 1998).

Cercetări foarte importante în domeniul hidrologiei au fost aduse de foarte mulți hidrologi americani printre care: *Snyder, Forter, Horton, Mayer* etc. În Uniunea Sovietică se remarcă: *Appolov, Zaikov, Poliakov, Rîbkin, Velikanov, Davîdov, Lvovici* (potamologie);

Voskresenkii, Lebedev (hidrogeologie); *Kalesnik* (glaciologie); *Dubah, Ivanov* (telmatologie); *Berg* (limnologie) etc.

După cel de-al Doilea Război Mondial se întreprind cercetări, mai ales pentru cunoașterea legilor scurgerii, determinarea debitelor solide, posibilitatea regularizării și compensării debitelor, gospodărirea apelor, utilizarea acesteia etc.

Primele informații despre apele ce se găsesc pe teritoriul României sunt cuprinse în lucrările învățaților antici, ale unor cronicari sau călători răzleți. La învățații antici sunt informații doar despre Marea Neagră, Dunăre și Delta Dunării. Se remarcă lucrările și însemnările lăsate de: Herodot, Eratostene, Apollonius din Rhodos, Polibiu, Skymnos din Chios, Strabon, Seneca, Pomponius Mela, Pliniu cel Bătrân, Ptolomeu Claudiu, Marinus, Arrian, Castorius etc. (Romanescu, 1995).

Herodot (484-420 î.Cr), cunoscut și sub numele de "Părintele istoriei și geografiei", ne-a lăsat cea mai veche, mai detaliată și mai veridică descriere a gurilor de vărsare ale Dunării. Face mențiunea că Istrul – cel mai important dintre fluviile europene pe care-l cunoaște – s-ar vărsa într-un golf; tot el spune că "Istrul se varsă în mare prin cinci guri, după ce, la o distanță de două zile de plutire de la gură în sus, se desparte în două brațe".

Eratostene (275-195 î.Cr.), filozof grec din Alexandria, menționează existența, la gurile de vărsare ale Istrului, a unei insule sub formă triunghiulară, cunoscută sub numele de Peuce.

Apollonius din Rhodos (295-230 î.Cr.) redă în versuri legenda argonauților unde povestește aventurile primilor navigatori greci în Pontul Euxin. Amintește de Istros și Insula Peuce.

Polybiu (210-120 î.Cr.) descrie, în lucrarea "*Istorii*", gurile de vărsare ale Dunării, unde amintește de existența în fața acestora, a unei acumulări foarte mari de nisip, pe care o consideră de proveniență fluvială.

Skymnos din Chios (185-84 î.Cr.), într-o a sa "*Periegesis*" în proză, relatează că printre insulele gurilor de vărsare ale fluviului Istros se găsește și Peuce. "Fluviul Istru/Vine din ținuturile care se află la apus/și se varsă prin cinci guri..."/ "...fluviul crește datorită gheților ce se topesc neîncetat/iar volumul apelor pe care le poartă rămâne mereu același".

Strabon (cca.60 î.Cr. – cca.20 d.Cr.), în principala sa operă "*Geographia*" face, printre altele, și o descriere amplă a gurilor de vărsare ale Istrului. Amintește de existența Insulei Peuce și a altora de dimensiuni mai mici.

Seneca (4 î.Cr. – 65 d.Cr.) a lăsat unele mărturii despre insulele existente la gurile Istrului, amintind faptul că ele erau formate din stuf și separate de brațe printre care s-a depus pământ. O remarcă interesantă a autorului o reprezintă faptul că pe aceste insule lipsesc cu desăvârșire pietrele.

Pomponius Mela (prima jumătate a sec.I d.Cr.) în a sa "*De Chorographia*" afirmă că Istrul se vărsa în Pontul Euxin prin 7 guri, dintre care 3 foarte înguste și 4 navigabile.

Pliniu cel Bătrân (23-79 d.Cr.) arată că Istrul se varsă în mare prin 6 brațe, cel mai mare fiind Peuce. Acesta din urmă era absorbit de un lac sau o mlaștină foarte întinsă și se prelungea spre Istria printr-un lac sau golf.

Ptolomeu Claudiu (90-168 d.Cr.), geograf, astronom și călător foarte scrupulos, este autorul antichității care ne-a lăsat cea mai amplă descriere a gurilor Dunării, mergând în detaliu chiar prin a menționa longitudinea și latitudinea diferitelor elemente geografice prezente în observațiile sale.

Marinus (150 d.Cr.) a elaborat primul document cartografic în care sunt prezente gurile Istrului pe harta Daciei.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Arrian (cca.95-175 d.Cr.) afirmă că Istrul se varsă prin cinci guri şi redă câteva date cu privire la distanţele dintre gurile de vărsare.

Castorius (250 d.Cr.) a elaborat o hartă unde este redată şi Delta Dunării.

Dintre lucrările românești, mai ales la cronicari, se remarcă "*Descriptio Moldaviae*" de *Dimitrie Cantemir* (începutul secolului al XVIII-lea). În capitolul "Despre apele Moldovei", pe lângă o descriere generală a reţelei hidrografice, este sesizat şi remuul Dunării pentru Prut. Aminteşte şi de alimentarea lacului Brateş. În Harta Moldovei, editată de Cantemir la Haga (1737), se redă o situaţie hidrografică apropiată de realitate.

Stolnicul Constantin Cantacuzino a tipărit o hartă a Munteniei (Padova, 1700) pe care sunt redate râurile şi lacurile acestei regiuni istorice.

Informaţii lapidare despre teritoriul României şi implicit despre reţeaua hidrografică, sunt lăsate şi de unii călători străini: *Isidorul de Sevilla* (570-635), *Giovanni da Carignano* (1209), *Pietro Vesconti* (1311, 1313), *Marino Sanudo* (1320), *Angelino Dulcerto* (1339), *Enea Silvio Piccolomini* (1405-1464), *Georg Reichersdorfei* (1541, 1595) etc.

În a doua jumătate a secolului al XVIII-lea se întreprind unele măsuri cu caracter hidrotehnic: dirijarea unei părţi din apele Dâmboviţei spre Sabar, asanarea regiunilor mlăştinoase din jurul Timişoarei, construirea canalului Bega, amenajarea unor râuri din Câmpia Tisei etc.

Interesul cel mai mare pentru cunoaşterea regimului râurilor s-a manifestat, în primul rând, pentru Dunăre. Cercetările secolului XIX sunt strâns legate de utilizarea apelor, fapt care a impus instalarea unor staţii hidrometrice, mai întâi pe Dunăre (Orşova, 1833; Drencova, 1834), determinate de navigaţie şi apoi pe apele interioare. Pe baza observaţiilor făcute până în anul 1900, când existau 42 de staţii hidrometrice, s-au încercat unele estimări de debite şi analize ale inundaţiilor (Geografia României, 1983).

Comisia Internaţională a Dunării, cu sediul la Viena şi *Comisia Europeană a Dunării*, cu sediul la Galaţi şi Sulina, au fost instituite după Tratatul de la Paris (1856), în vederea luării unor serii de măsuri cu privire la cunoaşterea hidrologică a Dunării şi amenajarea ei.

Între 1856-1910, faţă de perioadele precedente, s-au înmulţit studiile sistematice în scopul amenajării şi întreţinerii unei artere navigabile în sectorul deltaic al Dunării. Pe acest temei s-au desfăşurat cercetări diverse cu caracter hidrologic, geomorfologic etc.

Primele lucrări din domeniul hidrologiei aparţin specialiştilor de la Comisia Europeană a Dunării (C.E.D.) care, între anii 1856-1938, elaborează diferite lucrări, proiecte şi memorii însoţite de planşe şi hărţi referitoare la Dunăre şi Delta Dunării:

- Harta căpitanului Spratt, elaborată în 1856, pe care sunt reprezentate cinci guri pentru delta Chiliei.

- În 1856, C.E.D.-ul, sub conducerea lui Hartley, a întocmit o hartă provizorie care în 1871 a condus la o reprezentare exactă a întregii delte.

- Primele lucrări cu caracter practic ale C.E.D.-ului încep la gura Sulina în aprilie 1858. Era braţul care, în ultimul timp, fusese folosit cel mai mult pentru navigaţie. O primă grijă a reprezentat-o cercetarea bancului de nisip ce se formează în faţa gurii Sulina, căutându-se a se stabili relaţia între schimbările sale şi cauzele ce le produc.

- *Hartley Ch.*, prezidentul Comitetului Inginerilor Consultanţi ai C.E.D.-ului, publică în 1862 lucrarea "*Description of the Delta of the Danube, and of the works recently executed at the Sulina-mouth*".

- În 1867, *Desjardins E.* publică lucrarea "*Les embouchures du Danube*".

- *Marele Stat Major Militar Român* a ridicat între 1880-1883 o hartă a Deltei Dunării la scara 1:10.000 şi publicată în 1886 în scara 1:50.000.

BCU "CAROL I" BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

- În 1910, *Serviciul Pescarilor* editează, sub conducerea Inginerului Vidraşcu, o hartă a Deltei Dunării în scara 1:10.

- În 1932 se editează la Paris monografia "*La Commission Européenne du Danube et son oeuvre de 1856 à 1931*".

Proiectele şi memoriile C.E.D.-ului au, pe lângă caracterul lor tehnic, şi unul pur hidrologic. Ele conţin preţioase informaţii şi măsurători asupra debitelor, nivelurilor, pantei şi vitezei de scurgere a apelor, platformei continentale submerse de la gurile Dunării, asupra formării barelor şi deltelor secundare etc., în fond fiind primele informaţii hidrologice de mare precizie.

Tot în această perioadă au mai fost întreprinse observaţii şi asupra scurgerii lichide şi solide a Dunării, studii asupra fenomenelor de îngheţ la posturile existente şi la cele nou create (Galaţi – 1873; Buziaş şi Brăila – 1874), întocmirea unor hărţi batimetrice etc.

Începând cu anul 1948, când a avut loc *Conferinţa Dunăreană de la Belgrad*, sarcinile fostei Comisii Europene a Dunării au revenit ţărilor riverane în cadrul *Comisiei Dunărene*. Lucrări interesante sunt publicate de *Antipa Gr.* (1910, 1924 – "*Chestiunea Dunării*"), *Vidraşcu I.* (1888 – "*Lunca Dunării şi regimul apelor ei*", 1921), *Vasilescu G.A.* (1929 – "*Debitul solid al Dunării*") şi *Ionescu-Siseşti* (1933 – "*Lunca Dunării şi punerea ei în valoare*") în scopul valorificării din punct de vedere piscicol a Dunării şi luncii sale.

Apele subterane încep să fie cunoscute ca urmare a cercetărilor întreprinse de numeroşi geologi, printre care se numără: *Drăghiceanu M., Murgoci G.M., Mrazec L., Macovei Gh., Protopopescu-Pache Em., Saligny A.* etc. Studiile au vizat, în primul rând, alimentarea cu apă a oraşelor Bucureşti, Iaşi, Ploieşti, Craiova etc. Studiile regionale vizează Câmpia Română, Dobrogea de Sud etc.

Deşi apele minerale au fost folosite încă de pe vremea romanilor, primele aprecieri hidrochimice se fac abia la sfârşitul secolului XVII, iar studii asupra compoziţiei se definitivează în secolul XIX prin cercetările întreprinse de chimişti: Poni P., Istrati C., Buţureanu V. etc.

Ca urmare a calităţilor balneologice, lacurile au intrat de timpuriu în atenţia cercetătorilor din domeniul medical. Au fost studiate, mai ales, lacurile din Câmpia Română şi Dobrogea.

Perioada interbelică se distinge prin înfiinţarea *Serviciului Hidrografic* (1925), prin dezvoltarea reţelei hidrometrice şi îmbogăţirea programului de observaţii. S-au elaborat studii şi proiecte asupra potenţialului hidroenergetic al râurilor: *Leonida D., Mateescu C., Iacobi R., Balş Gh., Pavel D* etc.

Primele observaţii hidrometrice au început să fie valorificate şi de geografi, cu precădere în contextul factorilor fizico-geografici: *Rick I.*, 1923; *Mihăilescu V.*, 1936; *Tufescu V.*, 1941; *Gugiuman I.*, 1944 etc.

Bazinul Mării Negre şi litoralul românesc au fost cercetate de hidrobiologi şi geografi, printre care se numără: *Brătescu C., Antipa Gr., Borcea I.* etc. În anul 1928 se pun bazele *Staţiunii de Cercetări Marine Agigea*. Primul maregraf este instalat la Constanţa în 1933. Studii elaborate sunt întreprinse şi de *Serviciul Hidrografic al Marinei Militare* şi *Direcţia Generală a* Porturilor şi Căilor de Comunicaţie.

După cel de-al Doilea Război Mondial s-a *înfiinţat Institutul de Studii şi Proiectări Energetice (I.S.P.E.)* şi *Direcţia Generală Hidrometeorologică (D.G.H.* - 1951), care ulterior a fost înglobată, în anul 1957, la *Comitetul de Stat al Apelor*, împreună cu *Institutul de Proiectări şi Amenajare a Cursurilor de Apă (I.P.A.C.A.)*. Din acest punct s-au pus bazele hidrologiei moderne prin faptul că s-a organizat reţeaua hidrometrică naţională cu observaţii şi măsurători pe râuri, lacuri, litoralul Mării Negre, precum şi asupra apelor subterane, ţinându-

se seama de diversitatea condițiilor fizico-geografice. Prin reorganizare, activitatea hidrologică a trecut în 1957 la *Institutul de Studii și Cercetări Hidrotehnice (I.S.C.H.)* care, prin cele șase direcții regionale, modificate în timp ca număr și areal, au menținut rețeaua de posturi hidrometrice în funcțiune.

Pe lângă *Consiliul Național al Apelor*, mai activează în rețea și hidrologii *Ministerului Energiei Electrice, Ministerului Agriculturii și Industriei Alimentare, Ministerului Geologiei, Ministerului Sănătății, Ministerului Silviculturii* etc. Fondul de date hidrologice a fost prelucrat și publicat în anuare hidrologice, iar mai recent și în cele hidrogeologice. Actualmente, la *Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie*, s-a elaborat o tehnologie care să permită folosirea directă a fișelor din rețeaua de calculatoare după care să rezulte fișa tip anuar. Toate informațiile sunt stocate în sistemul informațional.

Actualmente, activitatea de cercetare hidrologică și de management a resurselor acvatice este dirijată de *Ministerul Apelor, Pădurilor și Mediului Înconjurător, Regia Autonomă "Apele Române"* și *Compania Națională de Meteorologie și Hidrologie*. În teren, există o serie de unități teritoriale care asigură supravegherea calității apelor, precum și activitatea de management și cercetare.

În perioada modernă au fost abordate și stabilite legile generale de producere, evoluție și repartiție a fenomenelor hidrologice pe teritoriul României. S-a insistat în evidențierea rolului determinant al legii zonalității verticale pe fondul principalelor tipuri de circulație a maselor de aer, dar și pe rolul jucat de barajul muntos carpatic.

Potamologia s-a axat pe cercetarea următoarelor probleme: densitatea rețelei hidrografice (*Morariu et al.*, 1956; *Ujvari I.*, 1956); scurgerea medie specifică *(Diaconu C. et al.*, 1954); bilanțul hidrologic (*Lăzărescu D., Panait I.*, 1957; *Ujvari I.*, 1957); sursele de alimentare a râurilor (*Ujvari I.*, 1957; *Lăzărescu D., Panait I.*, 1957); repartiția scurgerii lichide pe sezoane, scurgerea minimă și secarea râurilor (*Ujvari I. et al.*, 1958; *Diaconu C.*, 1961); scurgerea maximă și viiturile (*Platagea Gh.*, 1958; *Mociorniță C.*, 1961; *Diaconu et al.*, 1961; *Mustață L.*, 1973; *Roșu Corina, Crețu Gh.*, 1998); tipurile de regim ale râurilor (*Ujvari I.*, 1956; *Lăzărescu D., Panait I.*, 1957); hidrodinamică (*Popa R.*, 1997); analiza seriilor de timp și S.I.G. (*Haidu I.*, 1998, 1999); statistica hidrologică (*Drobot R.*, 1997); caracteristicile hidrochimice și calitatea apelor (*Anghel V.*, 1958; *Bucur Aurelia*, 1999); regimul termic și de îngheț (*Diaconu et al.*, 1963; *Miță P.*, 1965; *Trufaș V.*, 1969); scurgerea de aluviuni și stabilitatea albiilor (*Diaconu C.*, 1964, 1970; *Urziceanu Diana*, 1967); analiza rolului factorilor fizico-geografici în dimensionarea morfometrică a bazinelor hidrografice și a rețelei de râuri (*Zăvoianu I.*, 1978); geomorfometria luncilor (*Bojoi I. et al.*, 1998); prognoza de scurtă și lungă durată a unor fenomene hidrologice (*Lăzărescu D.*, 1972); efectul lucrărilor hidrotehnice asupra regimului hidrologic (*Romanescu Gh.*, 1996, 1998); amenajarea și reabilitarea cursurilor de apă (*Diaconu S.*, 1999); monitoringul calității apelor (*Varduca A.*, 1999); sinteze și regionalizări hidrologice (*Diaconu C., Șerban P.*, 1994); aplicarea metodelor numerice *(Danchiv A., Stematiu D.*, 1997) etc.

Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie a publicat 11 volume din seria "*Studii de hidrologie*", în intervalul 1964-1968. La *Institutul de Geografie* s-au întreprins studii de hidrogeografie sub conducerea lui *Gâștescu P. et al.* (1967, 1970, 1976, 1986 etc.) și s-au întocmit hărți hidrogeografice la scările 1:1.000.000 și 1:200.000 utile în acțiunile de amenajare a bazinelor.

Studiile hidrogeologice au fost întreprinse îndeosebi *de Institutul de Geologie și Geofizică, Universitatea din București* și alte facultăți cu caracter tehnic: *Florea N.*, 1976; *Bandrabur T. et al.*, 1976, 1980; *Pascu M.*, 1983; *Romanescu Gh.*, 1996; *Zamfirescu Fl.*, 1995, 1997; etc.

Limnologia se înscrie şi ea pe aceeaşi linie de dezvoltare a hidrologiei. S-au abordat subiecte diverse: geneza depresiunilor lacustre (*Gâştescu P.*, 1963, 1971; *Pişota I.*, 1971; *Breier Ariadna*, 1976), bilanţul hidric şi evaporaţia de la suprafaţa apei (*Gâştescu P.*, 1959, 1960; *Pişota I.*, 1958, 1969; *Schram Maria*, 1968), caracteristicile termice şi chimice ale apei (*Trufaş V.*, 1961, 1963), caracterizarea complexă a lacurilor artificiale, zonele lacustre şi tipologia limnologică (*Schram Maria*, 1968; *Săndulache Al.*, 1970), evoluţia complexelor lacustre din Delta Dunării (*Romanescu Gh.*, 1996, 1998), colmatarea lacurilor (*Giurma I.*, 1997; *Teodor S.*, 1999); morfodinamica lacurilor de baraj (*Teodor S.*, 1999) etc.

Se întreprind observaţii permanente la ţărmul Mării Negre, mai ales de către *Institutul Român de Cercetări Marine*, *Institutul de Geologie şi Geofizică*, *Institutul Naţional de Meteorologie şi Hidrologie* etc., cu precădere asupra următoarelor probleme: niveluri, valuri, temperaturi, salinitate, curenţi, productivitate biologică etc.: *Banu A.C.* (1963); *Şelariu O.* (1965, 1972); *Trufaş V.* (1968); *Bondar C.* (1970, 1972, 1973 etc.); *Panin N.* (1969, 1992 etc.); *Romanescu Gh.* (1996, 1998) etc.

Cele mai importante institute şi facultăţi cu profil de geografie, unde se studiază geografia şi unde s-au obţinut rezultate remarcabile în domeniu sunt: *Facultatea de Geologie şi Geografie din Bucureşti, Institutul de Geografie din Bucureşti, Facultatea de Geografie şi Geologie din Iaşi, Facultatea de Geografie din Cluj-Napoca, Facultatea de Istorie şi Geografie din Suceava, Facultatea de Chimie-Biologie-Geografie din Timişoara, Facultatea de Geografie din Oradea, Facultatea de Geografie din Constanţa* etc.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL II ŞTIINŢELE HIDROLOGICE

Motto:

"Priza pe care o are apa asupra materiei nu este pe deplin înţeleasă dacă ne mulţumim cu observaţia vizuală".

Gaston Bachelard, Apa şi visele, p.111

Etimologic, cuvântul hidrologie derivă din limba greacă: *hydros* = *apă* şi *logos* = *ştiinţă.*

Hidrologia este o ştiinţă geografică, ea reprezentând unul din cele patru geosisteme terestre şi ocupă un foarte important loc în studiul mediului geografic, fiind considerată o disciplină fundamentală.

Hidrologia, este ştiinţa care se ocupă cu studiul apelor naturale. Cercetează şi stabileşte formarea, circulaţia şi răspândirea apelor, proprietăţile fizice şi chimice, regimul şi acţiunea lor, legile fenomenelor şi proceselor desfăşurate în cadrul apelor, dar şi acţiunea lor mutuală cu mediul înconjurător şi cu diversele activităţi umane.

Hidrologia poate fi împărţită în două mari ramuri (Davîdov, 1953): generală şi regională.

1.Hidrologia generală – se ocupă cu studierea însuşirilor generale ale apelor naturale şi a unităţilor acvatice, legile generale care dirijează procesele din hidrosferă şi interacţiunea apelor de la suprafaţa Terrei.

2.Hidrologia regională – se ocupă cu descrierea şi caracterizarea apelor din anumite teritorii, determinarea legilor răspândirii geografice, regimul şi legăturile reciproce cu condiţiile fizico-geografice din regiunile respective etc. În toate cazurile se ţine seama de legile şi ipotezele stabilite de hidrologia generală.

Studierea, sub aspectele cele mai generale, revine *hidrologiei fizice* (*hidrologia globală*). Cercetările în cauză se opresc asupra proceselor fizice generate de energia solară, proceselor din atmosferă şi scoarţa terestră, circulaţia globală a apelor, curenţilor din atmosferă, hidrosferă, dinamica căldurii globale etc. Din hidrologia fizică se desprind ramuri cu caracter secundar:

- *Hidrologia uscatului* (*Hidrologia continentală*) – studiază geneza şi regimul apelor continentale, procesele ce leagă unităţile hidrografice între ele, legile ce le guvernează şi interacţiunea lor cu mediul.

Hidrologia continentală ocupă locul amonte (comandă, determină) faţă de unele fenomene geografice sau nivele de organizare a spaţiului:

-amonte de morfogeneza proceselor ce determină densitatea drenajului şi a reţelei hidrografice care sunt, în acelaşi timp, produse ale geomorfologiei;

-amonte de pedologie şi biogeografie pentru teritoriile dominate de condiţiile hidrologice apropiate de câmpiile aluviale inundabile;

-amonte de unele activităţi umane, începând cu delta Nilului şi Asia musonică, până la navigaţia interioară de pe Volga, Marile Lacuri etc.

Hidrologia şi spaţiul nu pot fi disociate. Înţelegerea fenomenelor hidrologice trece prin cunoaşterea spaţiului. Progresele hidrologiei trec prin cele ale geografiei şi vice versa. Hidrologia geografică este, din punct de vedere cantitativ şi calitativ, subdezvoltată. Este din ce în ce mai necesară în cunoaşterea fundamentală a societăţii, dar inerţia instituţiilor frânează dezvoltarea sa pe linia normală (Cosandey, Robinson, 2000).

Ca urmare a unei specializări aprofundate sunt conturate următoarele subdiviziuni:

- hidrologia apelor subterane (hidrogeologia);
- hidrologia apelor curgătoare (potamologia);
- hidrologia lacurilor (limnologia);
- hidrologia mlaştinilor (telmatologia);
- hidrologia gheţarilor şi zăpezilor – o altă stare de agregare a apei (glaciologia sau criologia).

Sub aspect fizic, cantitativ, particularităţile fenomenelor şi proceselor hidrologice desfăşurate în râuri, lacuri, mlaştini etc. sunt cercetate cu ajutorul *hidrometriei.* Aceasta studiază metodele şi aparatele de determinare cantitativă şi de prelucrare, în primă formă, a elementelor hidrologice.

Ca urmare a finalităţii practice se conturează pregnant şi o *hidrologie aplicată.*

- *Oceanografia* (*Oceanologia*) – ştiinţa care studiază oceanul şi mediul marin. Prin oceanologie, se înţelege, în primul rând, exploatarea, din punct de vedere economic, a Oceanului Planetar.

- *Hidrometeorologia* – compartiment al meteorologiei care se ocupă cu studiul apei existente în spaţiul atmosferic.

Raporturile hidrologiei cu alte ştiinţe

Pentru explicarea unor aspecte studiate de hidrologie se folosesc rezultatele şi legile stabilite de alte ştiinţe:

- *Hidrochimia* – are ca obiect de studiu proprietăţile chimice ale apei, explicând reacţiile chimice ce au loc în apele naturale şi consecinţele acestora în regimul hidrochimic al unităţilor acvatice.

- *Hidrofizica* – studiază proprietăţile fizice ale apelor şi contribuie la înţelegerea fenomenelor termice, mecanice, optice şi electrice.

- *Hidraulica* – studiază legile generale ale dinamicii lichidelor şi contribuie la înţelegerea proceselor erozive, de transport şi sedimentare.

- *Hidroenergetica* – studiază energia apei şi modul ei de utilizare.

- *Hidrotehnica* – cercetează schimbările ce se produc în albiile râurilor sau lacuri. Pune în valoare rezervele de apă, realizează lucrări hidrotehnice, analizează bilanţul hidrologic din cadrul obiectivelor etc.

Deoarece fenomenele şi procesele hidrologice se găsesc în strânsă legătură cu mediul geografic în care se produc, hidrologia are relaţii strânse cu celelalte ştiinţe care studiază geosferele: meteorologie şi climatologie, geologie, geomorfologie, pedologie, biologie, hidrobiologie, microbiologie, matematică, astronomie, statistică, gospodărirea şi economia apelor, balneologie, paleohidrologie, filosofie etc.

Obiectivele hidrologiei

Cel mai important obiectiv al hidrologiei este cel al *cercetării fundamentale.* Deoarece atacă şi domenii tehnice, trebuie să răspundă şi la unele probleme *aplicative*:

- stabilirea bilanţurilor hidrologice pe teritorii componente din cadrul continentelor: bazine hidrografice (precipitaţii, evaporare, umiditatea solului, scurgeri pe cursurile de apă etc.); unităţi de relief etc.;

- determinarea volumului mediu de apă care se scurge printr-un profil transversal din cadrul unui râu (potenţial hidroenergetic);

- variaţia volumului de apă scurs în diferite intervale calendaristice;

- stabilirea valorilor extreme ale scurgerii din cadrul cursurilor de apă (valori maxime şi minime);

- scurgerea aluviunilor (transportate şi depuse);

- prognoza volumului şi nivelului;

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

- influența acțiunii umane asupra cantității și calității apelor etc.

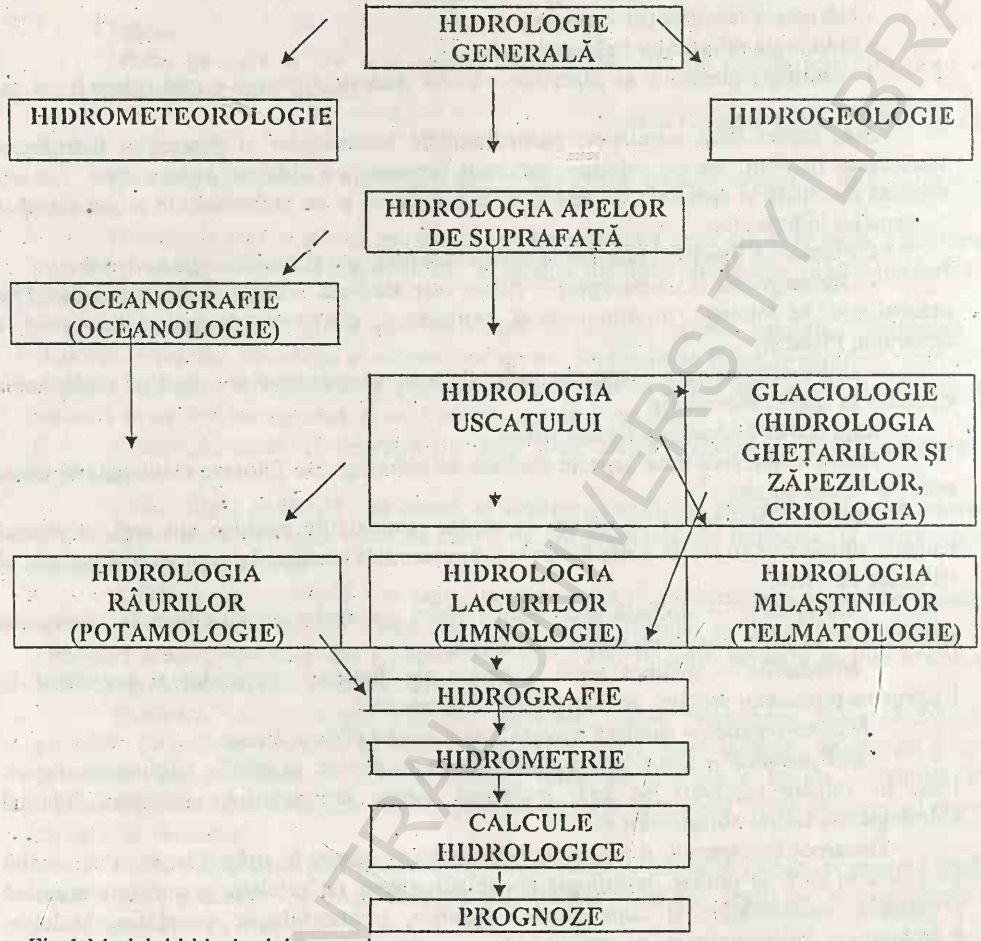


Fig.1 Modelul hidrologiei generale

Hidrologia, ca știință de primă importanță practică în activitatea umană, pune în valoare puterea hidraulică a cursurilor de apă, mărește fertilitatea solului, alimentează cu apă centrele populate și impulsionează industria etc. (Romanescu, 1996).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL III Apele în viaţa popoarelor

Motto:
"Să vină odată vremea când marea
îşi va linişti pieptul mândru
şi va respira încet cu toate ţâţele sale".
Mistral, Mireille, cântul al patrulea

Surprinzător, marile civilizaţii au apărut în zonele aride şi semiaride ale Terrei, adică în locurile cele mai lipsite de resurse acvatice. Acest lucru rămâne valabil dacă se ia în calcul climatul existent pe vremea aceea în zonele respective. Civilizaţiile în cauză se datorează existenţei unor văi largi, cu soluri fertile, cu nivel freatic aproape de suprafaţă, cu revărsări frecvente ale marilor fluvii: Nil, Tigru şi Eufrat, Indus, Huan He, Chang Jiang etc.

În preistoria acestor zone se întruneau cele mai bune condiţii naturale pentru viaţa, în bune condiţii, a omului: apă (transportată de fluviu), fertilitatea ridicată a solului, căldura permanentă etc. În atare condiţii se puteau obţine două sau chiar trei recolte pe an, comparativ cu zonele temperate care dispun de una sau maxim două recolte pe an.

De aici a pornit "Revoluţia Neolitică" a agriculturii stabile în care cultura plantelor era îmbinată cu creşterea, uneori chiar intensivă, a animalelor. Culturile irigate au accelerat prelucrarea metalelor devenind astfel posibile lucrările de terasamente pentru irigaţiile din Mesopotamia, Egipt, Mohenjo Daro (pe valea Indusului), China etc.

La scara istoriei mondiale lua sfârşit epoca dominării culturii primitive, a vânătorii, pescuitului şi culesului plantelor, creându-se premisele pentru utilizarea resurselor de apă ale marilor fluvii şi pentru apariţia pe această bază a celor mai vechi civilizaţii.

Ca oriunde în lume, omul îşi asigură mai uşor hrana pe lângă ape, cu sau fără amenajări de terenuri irigate (foto 3). Mlaştinile şi râurile ofereau condiţii mai bune în vederea apărării aşezărilor sau pentru ascunzişuri. Apa, din cele mai vechi timpuri, oferă cel mai ieftin mijloc de deplasare.

Aşezarea de la Ierihon, de pe valea Iordanului, datată din anul 7.000 î.Cr., s-a format în jurul unui izvor ce dădea naştere unui pârâu ce deţinea o luncă cu soluri aluviale şi care permitea cultura cerealelor (din flora spontană) prin sistemul irigaţiilor. Aşezarea rurală astfel apărută era prevăzută cu un şanţ adânc săpat în stâncă. Mai târziu, datorită continuităţii lui, satul s-a transformat într-o movilă de tip tel.

Trăsături asemănătoare aveau şi aşezările neolitice din Europa Centrală, mai ales cele care se desfăşurau între Drava, Vistula, Meusa şi Marea Baltică. Ele sunt cunoscute sub denumirea de aşezări danubiene şi aparţin câmpiilor aluviale cu mâl uşor de însămânţat şi prelucrat.

Uniformitatea uneltelor dovedeşte omogenitatea unei singure populaţii, de provenienţă sudică, ce cultiva mei, grâu, orez şi creştea bovine, oi, porcine etc. Aceste populaţii practicau un tip de rotaţie cu pârloagă, pe care o ardeau pentru a fertiliza pământul cu cenuşa rezultată de la buruieni. Locul de cultură se schimba la câţiva ani. Se desţeleneau terenuri noi pentru ca atunci când secătuiau toate terenurile cultivabile din jurul aşezării să se pornească în căutarea altor aşezări. Acest soi de migrare, în căutare de pământuri virgine, a contribuit din plin la răspândirea culturilor neolitice (Childe, 1967).

Cu toate acestea, unele populaţii neolitice din Asia Mică, ca şi altele din Grecia şi Bulgaria de astăzi, au reuşit să prevină secătuirea ogoarelor cu ajutorul arderilor de lemn şi târlitul cu animale, ceea ce explică şi existenţa aşezărilor succesive pe acelaşi loc. Acestei

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

categorii de culturi neolitice trebuie să li se alăture şi cele din Câmpia Dunării Inferioare şi Dobrogea. În acest caz procedeele de prevenire a secătuirii ogoarelor sunt diversificate, mai ales prin utilizarea irigaţiilor cu ape fertilizante care deţin aluviuni, sau chiar cultura în mâl fertil în cadrul luncilor periodic aluvionate.

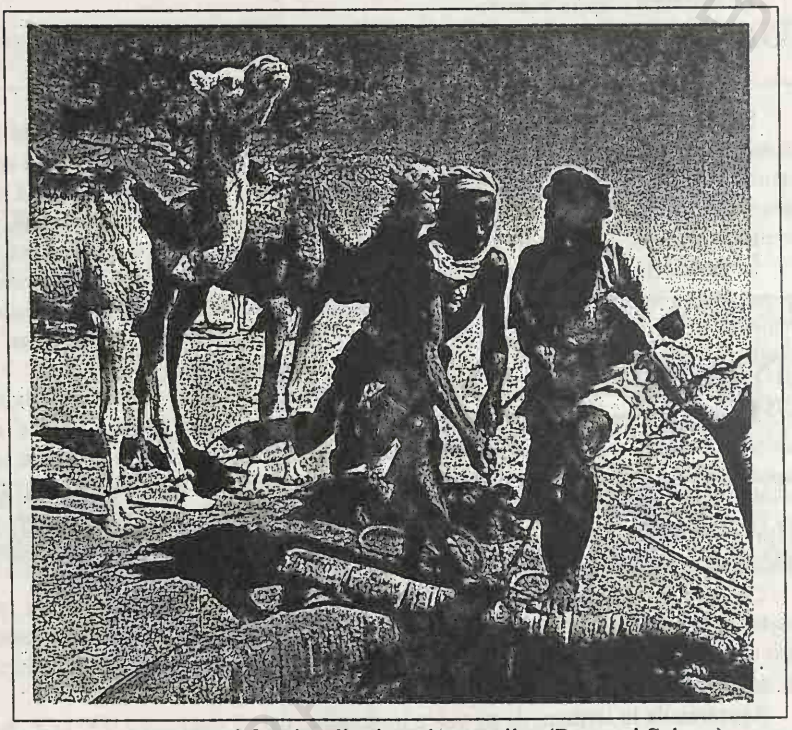


Foto 3 Extragerea apei freatice din ţinutul tuaregilor (Deşertul Sahara)
Foto Gh. Romanescu

Începutul Neoliticului din România poate fi situat în mileniul al VI-lea î.Cr. prin cultura Starcevo-Criş, ai căror purtători au venit de la sud de Dunăre, probabil din Asia Mică, după ce au străbătut Peninsula Balcanică.

Dacă se încearcă a se plasa pe o schiţă hidrografică a României aşezările preistorice din Paleolitic, Neolitic şi trecerea spre Epoca Bronzului, se ajunge la o zonare a acestora pe scheletul reţelei hidrografice. Se poate observa astfel proporţia mai mare a aşezărilor paleolitice în regiunea montană şi piemontană, în raport cu celelalte mai târzii. O mare frecvenţă a aşezărilor din toate epocile considerate este caracteristică în bazinul transilvan al Mureşului, de-a lungul Dunării şi bazinele inferioare ale Oltului şi Argeşului, în jurul Jijiei şi în Dobrogea litorală. Aşezările agricole ale Neoliticului Mijlociu şi Târziu şi ale Bronzului Timpuriu sunt legate, mai ales, de zona solurilor de silvostepă şi a cambisolurilor de pădure de foioase, unde solurile fertile au alături şi pădurea de câmpie. Prin exagerare, se poate spune că ne aflăm în faţa "civilizaţiei apei" şi nu a pietrei, bronzului sau fierului.

Cele mai rudimentare procedee de extragere a apei subterane se rezumau la executarea puţurilor (fântâni) cu cumpănă, lanţ, roţi cu cupe (roţi hidraulice acţionate prin manej), sfoară cu burduf etc.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prin faptul că România este considerată o țară Carpato-Danubiano-Pontică, în cadrul acestui apelativ se găsesc două componente în legătură directă cu apa: Dunărea și Marea Neagră.

O clasificare funcțional-antropologică a apei (Sähleanu, 1977) distinge următoarele categorii:

a. apa ecologică (antropogeografică, meteorologică, mediu de transport);

b. apa alimentară-nutritivă (gastrotehnică, agrotehnică, hidroculturi); apa tehnologică (apa substanțială: ceramica, cărămida, chimia, betonul, apa pură, apa grea); apa energetică (hidrotehnică, mașinile cu vapori, sonicitate); apa termotehnică și frigotehnică; apa terapeutică;

c. apa naturală; apa artificializată; apa poluată;

d. apa culturală.

Dacă pentru perioadele inițiale ale civilizației umane lista acestora ar putea fi extrem de redusă totuși, acele legături om-apă, existente din primele începuturi, erau deosebit de puternice deoarece creau direct și indirect mediul necesar subzistenței umane.

Primele începuturi au fost dominate de relațiile ecologice și alimentare ale omului cu apa.

Începuturile irigațiilor pe Glob s-au făcut cu două tipuri principale de practici tradiționale:

- irigarea tradițională prin deviere;
- irigarea prin ridicarea apei cu ajutorul roților hidraulice, acționate prin manej cu animale, ori prin intermediul forței apei și vântului.

Irigarea gravitațională prin deviere a putut începe încă din preistoria spațiului carpato-danubiano-pontic. Irigarea prin ridicarea apei se pare că a început încă din perioada formațiunilor statale geto-dace sau în perioada daco-romană.

Problema începuturilor irigațiilor în România este foarte dificil de descifrat. Urmele materiale nu se pot găsi ca urmare a faptului că în practicile tradiționale țărănești se foloseau materiale locale perisabile, în timp ce refacerile ulterioare înlăturau sau mascau construcțiile anterioare.

Țara noastră a cunoscut o puternică influență a vechilor civilizații mediteraneene a căror agricultură era strâns legată de practicarea irigațiilor și prin urmare de utilizarea apei.

Cu câteva secole î.Cr., sau cel mai târziu la începutul sec.I d.Cr., orașele cetăți ale Histriei, Tomisului și Callatisului aveau apeducte și canalizări bine puse la punct. În condițiile de ariditate din Dobrogea, locuitorii își puteau asigura legumele și cerealele necesare doar cu ajutorul irigațiilor.

Romanii cunoșteau în hidrotehnică, încă din sec.I î.Cr., cu mult mai mult decât era necesar pentru inițierea irigațiilor de tip tradițional. Aceste lucrări dăinuie până astăzi, atât în regiunea piemontană a României, cât și în perimetrul versanților ce înconjoară masivul Alpilor.

Geto-dacii aveau legături strânse cu civilizația romană mai devreme de cucerire și au putut cunoaște progresele hidrotehnicii romane cu mult înainte ca Decebal să fi obținut de la Domițian arhitecți romani în serviciul său.

În perioada imperială, romanii renunțaseră practic la cultura cerealelor pe unele din latifundiile lor din Italia, lăsând acest lucru pe seama provinciilor. Totodată, ei au înlocuit arabilul prin fânețe, de multe ori irigate, dezvoltând și diversificând într-o surprinzătoare măsură cultura legumelor și în general a plantelor horticole de grădină. La Roma se mergea până la deturnarea clandestină a apelor din apeducte.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

În secolul trecut este semnalată existența a numeroase irigații gravitaționale pentru cultivarea legumelor în județele Putna și Mehedinți (Ion Ionescu de la Brad,1850).

În Oltenia, provincie cu numeroase așezări de continuă agricultură din Neolitic și de intensă colonizare romană, sunt semnalate astfel de irigații străvechi ce utilizau procedeul devierii (Runc în jud. Gorj, în regiunea Romanaților la ieșirea unor pâraie din câmpul înalt de pe terasele Oltului inferior, în jud. Dolj pe pâraiele nisipurilor din stânga Jiului, în jud. Mehedinți la Bistrița Dunăreană de lângă Drobeta Turnu-Severin etc.). Aceste sisteme de irigații sunt situate în apropierea unor importante drumuri romane.

Tehnica de amenajare a terenurilor și de distribuire a apei de irigare din Oltenia prezintă o similitudine frapantă cu cea de pe fânețele irigate din nordul Italiei și din numeroase alte regiuni ale Alpilor.

Irigațiile gravitaționale din fânețele submontane sau subcolinare se întâlnesc sau se întâlneau în: Țara Hațegului din preajma Sarmisegetuzei Romane, precum și peste munte, la Runc (jud. Gorj), în apropierea drumului roman ce unea pasul Vâlcanului cu Drobeta; în Munții Semenicului, la altitudini de 900-1.000m, dar la numai 15km de șoseaua romană ce unea Dierna (Orșova Veche) de Tibiscum (Jupa, lângă Caransebeș) (Botzan, 1984).

Romanii foloseau o foarte dezvoltată rețea de navigație interioară, care s-a transmis până în zilele noastre, fiind încă în uz în Europa; principiul se baza pe existența unor canale de legătură între bazine hidrografice sau canale de ieșire laterală din deltele cu bare de aluviuni.

Pentru moment, sunt lămurite aspectele legate de Canalul de Navigație Traian de la Porțile de Fier. Unii călători străini care au străbătut Dobrogea pe la sfârșitul sec. al XIX-lea, amintesc în treacăt despre un canal de navigație care constituia în același timp și o foarte importantă sursă de irigații, fiind construit pe vremea lui Traian.

Cele mai multe probleme le pune însă irigarea prin intermediul ridicării apei cu ajutorul roților; procedeul se aplică în regiunea câmpiilor joase. Vitruvius (sec.I î.Cr.) descrie pentru prima dată roțile de ridicat apa la înălțimi mici sau mari, acționate direct sau cu angrenaje, fie de om, fie de curentul apei. Roata cu manej tras de animale a fost cunoscută de romani în Asia Mică, în perioada Imperiului de la finele sec.I î.Cr. și începutul sec.I d.Cr., pe când aceștia stăpâneau Siria și încercau să înglobeze și Mesopotamia.

Este posibil ca tehnica utilizării roților de ridicat apa să fi fost introdusă în Dacia Romană de către soldații sau veteranii unităților militare auxiliare din Asia Mică, staționați în mai multe din castrele acestei provincii, sau poate mai târziu, în perioada bizantină. Se pare că această tehnică s-a pierdut deoarece era legată de agricultura câmpiei expusă vitregiilor, iar instalațiile necesitau întreținere și reparații frecvente. Este posibil ca aceste tehnici să fi fost introduse prin intermediul filierei Orientului Apropiat, prin bizantini, mai ales prin turci, după secolul al XVI-lea, când contactele cu aceștia au devenit foarte frecvente.

Izvoarele Valea Limanului de la Mangalia și Fântânelele Histrici, ambele în Dobrogea, au intrat foarte de timpuriu în lumina istoriei, ele fiind folosite pentru alimentarea cu apă a apeductelor callatienilor și histrienilor.

Dată fiind rețeaua de ape de care dispune România s-a concretizat o străveche vocație de utilizare a apei, izvorâtă probabil din preistorie și amplificată de altoiul latin, mai ales în văile Carpaților și pe malurile Dunării.

Irigațiile moderne se practică pe suprafețe extinse, unde deficitul de apă este mare și acumulările subterane sau cele din râuri sunt ridicate. Din păcate, pe suprafața Terrei, există numeroase regiuni unde tehnica irigației este ancestrală (foto 4). Noile metode abordează irigarea subterană punctiformă, cu rigole circulare în livezi, pe brazde late, prin inundare etc.

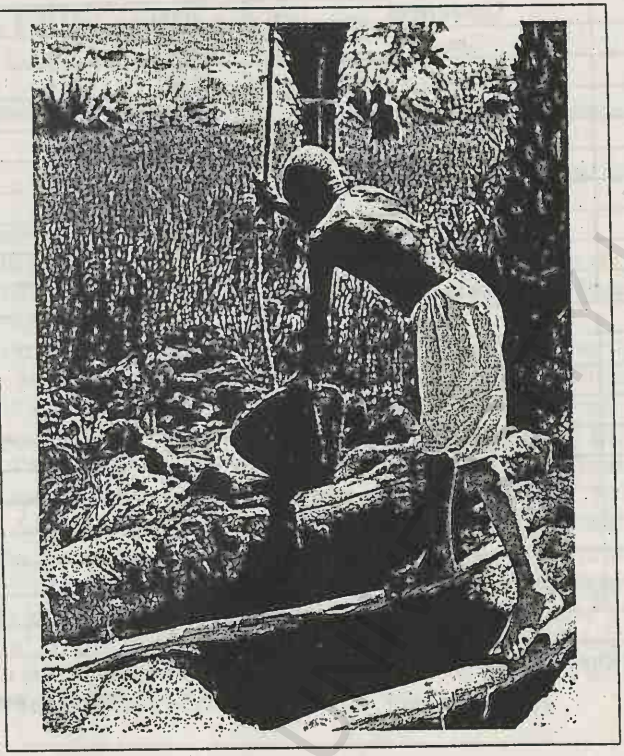


Foto 4 Irigarea oazelor din Africa de Nord

Foto Gh. Romanescu

Țările din Asia de SV dețin monopolul în ceea ce privește irigarea terenurilor agricole; dintre acestea se remarcă India (50 milioane ha), China (49 milioane ha), Pakistan (17 milioane ha) etc. În Europa se practică irigarea în Spania (3,5 milioane ha), România (1,5 milioane ha și se speră atingerea valorii de 3 milioane ha în anii 2001-2002), Italia (2,7 milioane ha) etc.

Nr. crt.	Țara	Mii ha	% din totalul suprafețelor arabe, vii și livezi
1	India	50000	29,5
2	China	49857	52,0
3	S.U.A.	21400	11,4
4	Pakistan	17200	79,6
5	Iran	7264	39,3
6	Mexic	6100	22,3
7	C.S.I.	5360	4,0
8	Thailanda	5004	24,5
9	Indonezia	4580	15,3
10	Turcia	4186	15,4

BCU "Ion Ghica" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

11	Uzbekistan	4000	88,9
12	Spania	3527	17,5
13	Irak	3525	61,3
14	Egipt	3283	100,0
15	**România**	**3211**	**32,4**
16	Bangladesh	3200	36,8
17	Afganistan	2800	34,8
18	Italia	2710	25,2
19	Japonia	2700	61,7
20	Ucraina	2585	7,5
21	Sudan	1946	15,0
22	Peru	1753	41,2
23	Franța	1630	8,4
24	Filipine	1580	16,6
25	Arabia Saudită	1478	38,6
26	R.P.D.Coreeană	1460	73,0
27	Coreea de Sud	1335	67,3
28	Grecia	1328	38,1
29	Africa de Sud	1270	8,0
30	Chile	1265	30,1
31	TOTAL MONDIAL	255446	17,3

Tabel 1Suprafețele agricole amenajate pentru irigat în anul 1995

după F.A.O. Production Yearbook, Roma (1992, 1996)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL IV Volumul de apă din natură

Motto:

"Cine se îmbogăţeşte se îngreunează. Această apă îmbogăţită cu atâtea reflexe şi umbre este o apă grea".

Gaston Bachelard, Apa şi visele, p.61

1. Generalităţi

Până la sfârşitul sec. al XIX-lea cererea de apă, calitatea acesteia şi eficienţa utilizării ei au reprezentat probleme de importanţă secundară. Secolul al XX-lea face în aşa fel încât aduce apa la stadiul de *materie primă critică.*

Terra, are o suprafaţă totală de 510 mil.km^2 (510*10^{6}km^2), din care Oceanul Planetar dispune de 361 mil. km^2 (361*10^{6}km^2), adică 71% din suprafaţa Globului, iar uscatul continental de 149 mil.km^2 (149*10^{6}km^2), respectiv 29%. Din volumul total de apă pe care-l deţine planeta noastră, adică 1.454 mil.km^3 (1.454*10^{6}km^3) (1.500 mil.km^3 sau 1.385 mil.km^{3*}), oceanele deţin 1.370 mil.km^3 (1.370*10^{6}km^3) (1.338 mil.km^{3*}), ceea ce reprezintă 94,2% din volumul total de apă, în timp ce uscatul deţine 84,3 mil.km^3 (84*10^{6}km^3) (95 mil.km^3 sau 47,9 mil.km^{3*}), adică 5,8%; volumul de apă din atmosferă este de 14.000 km^3 (0,014*10^{6}km^3) (12.900 km^{3*}). Din cele 84,3 mil. km^3 de pe uscat se separă : 60 mil. km^3 (23,4 mil.km^{3*}) apele subterane (71,17%); 24 mil.km^3 (24,3 mil.km^{3*}) gheţari şi calote polare (28,36%); 315.000 km^3 (0,37%) (191.100 km^{3*}) depozitele de *apă disponibilă* [adică 230.000 km^3 (176.400 km^{3*}) în lacuri; 82.000 km^3 (16.500 km^{3*}) umiditatea solului; 2.000 km^3 (1.120 km^{3*}) apa biologică; 1.200 km^3 (2.120 km^{3*}) cursurile de apă şi 14.000 km^3 (12.900 km^{3*}) apa din atmosferă] (tabel 2) (din surse diferite, completate cu cele din Cosandey, Robinson, 2000).

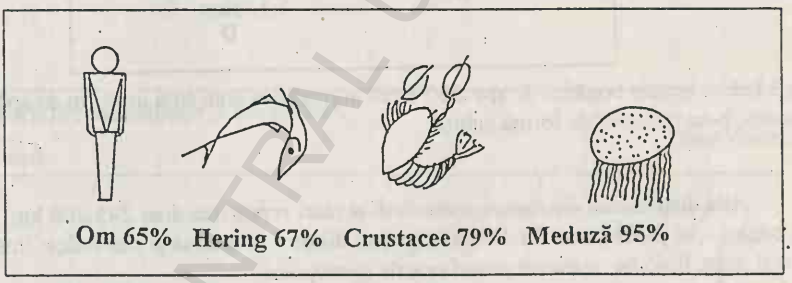


Fig.2 Concentraţia de apă pentru diferite organisme .

după Thurman, 1988

Componente	km^3	%
Ape subterane	60000000	71,16
Gheţari	24000000	28,46
Lacuri	230000	0,27
Umiditatea solului	82000	0,09
Vaporii din atmosferă	14000	0,016
Apa biologică	2000	0,002

Apa din râuri	1200	0,0014
TOTAL	84316600	100

Tabel 2 Repartiția volumului de apă dulce

Unele organisme înmagazinează o mare cantitate de apă, proporția cea mai mare deținând-o meduza (95%) (fig.2)

Răspândirea apei și uscatului pe Terra nu este uniformă, mai ales în ceea ce privește repartiția acestora în cele două emisfere. Apa, dacă ar fi uniform repartizată pe suprafața Terrei, ar deține o grosime de 2.853m. Volumul său ar încăpea într-un cub cu latura de 1.133 km (fig.3). Cea mai mare parte a uscatului se găsește în emisfera nordică, unde apele acesteia ocupă 53%, iar suprafața uscatului 47% (Vanney, 1991); în emisfera sudică apa ocupă 89%, în timp ce uscatul deține doar 11% (fig.4).

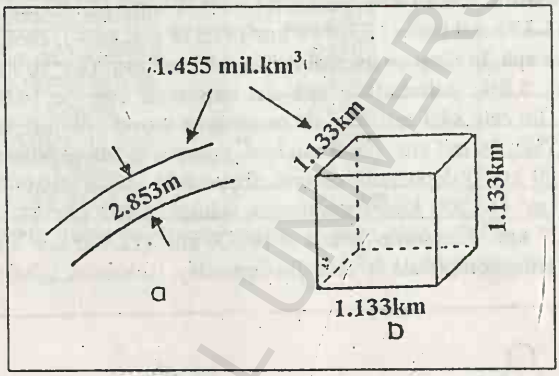


Fig.3 Echivalențele bogăției de ape ale Terrei: a-grosimea unui strat uniform de apă pe suprafața planetei; b-un rezervor de formă cubică.

după Diaconu, 1988

Apa disponibilă din lacuri, atmosferă și râuri reprezintă doar 245.200 km^3, adică 0,28% din totalul apei dulci (tabel 2). Despre raportul dintre apa marină și cea dulce, în acest caz, nici nu mai poate fi vorba, prima deținând practic monopolul.

2.Geneza apei

Acest imens volum de apă își are originea cu mult înainte ca primele forme de viață să-și facă simțită prezența; această remarcă se bazează pe faptul că apa reprezintă o componentă de bază a vieții.

Asupra genezei și provenienței sale s-au făcut foarte multe supoziții, dar mult mai târziu s-a ajuns la o oarecare accepțiune universală. În doctrina lui Aristotel, care a exercitat o puternică influență asupra credinței alchimiștilor până la finele secolului al XVIII-lea, apa reprezenta unul din cele patru elemente fundamentale: pământ, aer, foc și apă. În anul 1781, *Cavendish* a arătat că ea se formează ca urmare a combustiei hidrogenului. În 1805, *Guy-Lussac* și *Humboldt* au reușit sinteza eudiometrică a apei, dovedind astfel că ea este un compus chimic și nu un element.

Ținându-se seama de compoziția sa chimică, se poate considera că într-o anumită fază a formării planetei noastre, a intervenit o stare critică din punct de vedere al presiunii și temperaturii când, cele două gaze ce actualmente alcătuiesc apa, adică hidrogenul și oxigenul,

aflate în atmosfera inițială în cantități foarte mari, au avut posibilitatea, sub acțiunea descărcărilor electrice de mare intensitate, să genereze apariția apei, fenomen fizico-chimic dovedit și prin încercările de laborator ale lui *Lavoisier* (1743 - 1794).

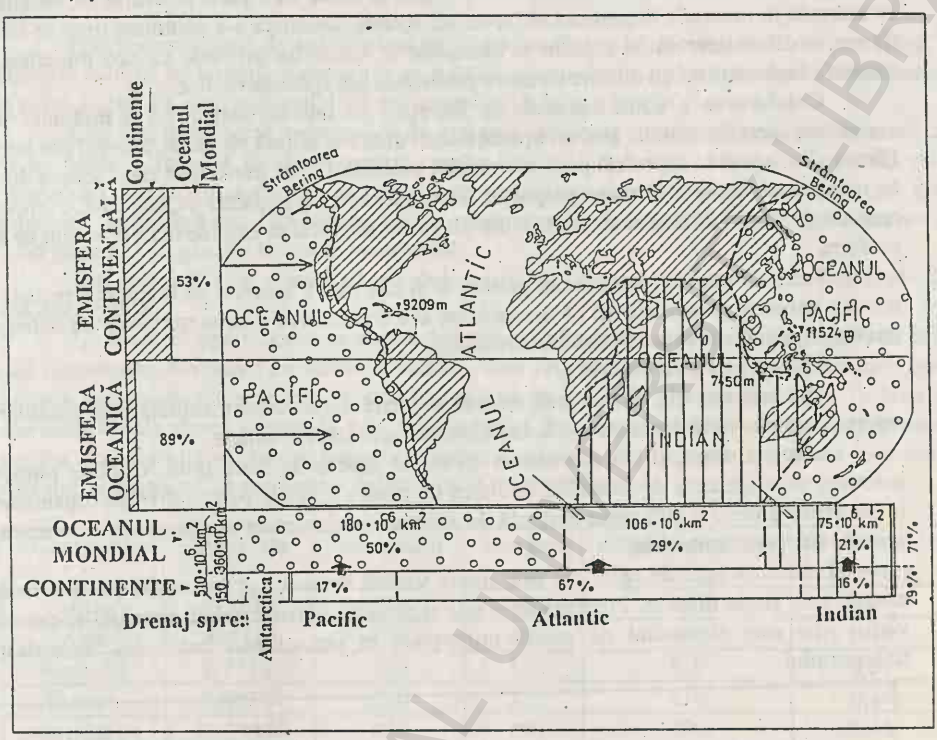


Fig.4 Repartiția continentelor și oceanelor

după Vanney, 1998

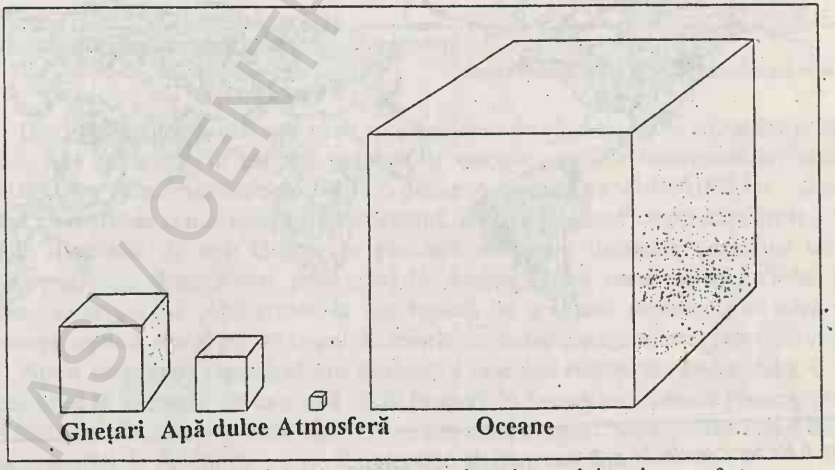


Fig.5 Repartiția volumului de apă în oceane, gheţari, apă dulce și atmosferă

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Inițial, s-au format mari cantități de vapori de apă, dată fiind temperatura încă ridicată pe care o avea Terra. Sub efectul unei răciri progresive, în condiții oarecum diferite, vaporii de apă au generat adevărate „fluvii" verticale de apă care, la rându-le, o parte se evaporau, iar altă parte se acumula în imensele depresiuni ale scoarței; această stocare ce s-a continuat timp de milioane de ani, a dat naștere astfel mărilor și oceanelor în forma lor primară, cu ape mineralizate ca urmare a încărcării lor cu diferite săruri ce proveneau din spălarea rocilor.

Combinarea a două molecule de hidrogen cu una de oxigen nu a mulțumit pe toți cercetătorii, aceștia căutând și alte explicații: unii dintre ei afirmă că apa ar proveni din interiorul Pământului, adusă la suprafață prin intermediul vulcanilor, însă într-o fază când aceștia din urmă se manifestau într-o mai mare proporție. Este adevărat că și astăzi vulcanii aduc importante cantități de vapori de apă în atmosferă, dar nu suficiente încât să explice marele volum de apă de pe Terra.

Poate că cea mai importantă ipoteză ar fi cea care a încercat să le împace pe cele două mai sus amintite și care afirmă că apa provine din combinarea a două molecule de hidrogen cu una de oxigen, dar și prin intermediul vulcanilor.

3.Resursele hidrosferei

Apa este cea mai importantă resursă a Terrei. În societatea actuală este considerată o resursă fundamentală deoarece stă la baza tuturor activităților umane.

În unele domenii ale hidrosferei ea nu se găsește în stare pură. Conține numeroase substanțe solubile ceea ce-i conferă calitatea de mediu hrănitor pentru diverse organisme, ele însele reprezentând o altă sursă naturală. În soluție sau suspensie se găsesc, de asemenea, și o serie de substanțe minerale.

Utilizarea apei de către om este foarte variată deoarece proprietățile pe care le deține aceasta sunt și ele diverse. Prezența apei este o condiție indispensabilă apariției și dezvoltării vieții. Apa este elementul de primă importanță în dezvoltarea industrici, agriculturii și transportului.

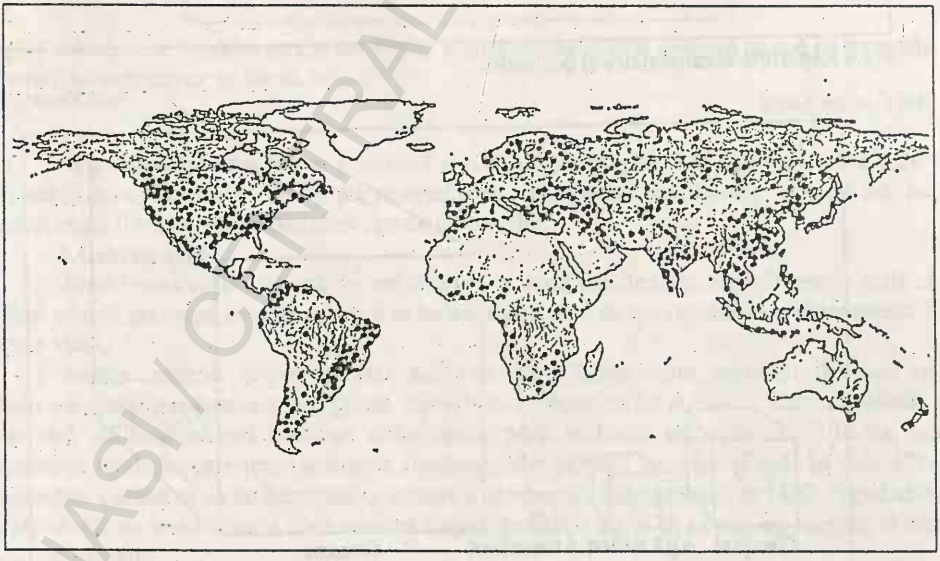


Fig.6 Rezervoarele de apă mai mari de 500 mil.m^3

după Vörösmarty et al., 1997

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ca urmare a faptului că domeniile de utilizare s-au diversificat şi apa este folosită pe teritorii din ce în ce mai extinse, se simte o oarecare influenţă asupra calităţii şi cantităţii acesteia pe teritorii restrictive. Apare astfel necesitatea efectuării unui bilanţ al resurselor de apă.

Din volumul total de apă existent pe Terra "nimic nu se pierde, nimic nu se câştigă". Datorită ciclului hidrologic natural apa se reînnoieşte continuu şi devine o sursă inepuizabilă la nivel global. Pe plan regional, însă, ea poate lipsi total sau parţial.

Cea mai mare parte a resurselor de apă este cantonată în oceane, ceea ce înseamnă că ea nu poate fi folosită în alimentarea cu apă potabilă, industrială sau agricolă. Restul este reprezentat de apa dulce de pe continente, care poate fi cantonată în râuri, lacuri, gheţari, ape subterane, atmosferă etc. Din păcate, nici aceasta nu poate fi utilizată în întregime deoarece o bună parte a ei se găseşte în forme inaccesibile.

Din cele 5,8% cât reprezintă apa dulce doar 0,37% sunt reprezentate de depozitele de apă disponibilă.

Cu toate că apele oceanice sunt cele care deţin întâietatea ca volum şi suprafaţă, cele mai importante, din punct de vedere economic, sunt cele continentale (fig.6). Apele dulci sunt folosite pentru satisfacerea trebuinţelor fiziologice, în industrie şi agricultură (fig.7). Sunt şi ape continentale sărate, cantonate, mai ales, în lacuri, sau cele care ies sub forma unor izvoare; acestea sunt folosite ori pentru transport, pentru extragerea sărurilor sau în tratarea unor boli. Apa dulce, existentă pe continente, nu este uniform repartizată.

Continent	Suprafaţa km^2	Precipitaţii mm	Scurgere mm	Evapotranspiraţie	Coeficient de scurgere
Africa	$30,3*10^6$	690	140	550	0,20
Asia	$45*10^6$	720	290	430	0,40
Australia	$8,7*10^6$	740	230	510	0,31
Europa	$9,8*10^6$	730	320	410	0,44
America de Nord	$20,7*10^6$	670	290	380	0,43
America de Sud	$17,8*10^6$	1650	590	1060	0,36

Tabel 3 Bugetul mediu anual al apelor continentale

după Lvovici, 1979 citat de Hornberger et al., 1998

Din volumul total, cele mai mari proporţii sunt deţinute de apele subterane şi calotele glaciare. Apa cantonată în gheţarii montani şi calotele glaciare însumează un volum de 24.000.000 km^3. Cea mai mare proporţie o deţine Antarctida cu 21.000.000 km^3, după care urmează Groenlanda şi mai apoi, la mare distanţă, gheţarii montani. Importanţa lor se leagă de volumul apreciabil de apă rezultat în perioada de topire deoarece constituie sursa de alimentare a unor râuri. Există preocupări în direcţia găsirii unor metode eficace pentru utilizarea icebergurilor. Apa provenită din topirea lor ar putea reprezenta o sursă pentru alimentarea casnică, dar şi pentru irigaţii în zonele secetoase din apropierea litoralului.

Apele curgătoare reprezintă una din părţile cele mai reduse ale apelor dulci. Cu toate acestea, omul le foloseşte din cele mai vechi timpuri. În fiecare an Oceanul Planetar primeşte cca. 1.200 km^3 de apă provenită din râuri. Participarea reţelei hidrografice diferă de la un continent la altul, în funcţie de o serie de factori.

BCU BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

Existența unor organisme fluviale bine dezvoltate în cadrul Asiei (9 din cele 16 fluvii cu un debit anual de peste 10.000 m^3/s) situează acest continent pe primul loc (30,7%), după care urmează America de Sud (25,3%), America de Nord (17,6%), Africa (9,7%), Europa (6,8%), Australia și Oceania (5%) și Antarctida (4,9%). În schimb, ordinea, după disponibilul de apă dulce pe locuitor, este cu totul alta: Australia și Oceania, care se situează pe ultimul loc (între continentele locuite) la volumul de apă scurs, de data aceasta ocupă primul loc cu peste 106.727 m^3/loc/an; urmează în ordine: America de Sud (50.256 m^3/loc/an), America de Nord (22.222 m^3/loc/an), Africa (10.020 m^3/loc/an), Asia (5.743 m^3/loc/an) și pe ultimul loc Europa (5.302 m^3/loc/an). Media mondială pe locuitor este de 10.804 m^3/loc/an. Pe regiuni fizico-geografice, fără raportare la numărul locuitorilor, raportul este altul (fig.8).

Problema cea mai importantă, din acest punct de vedere, se pune cu stringență pentru continentele Asia și Europa. La disponibilul de apă dulce pe locuitor, cele două continente ocupă penultimul și respectiv ultimul loc (fig.9). Ca număr de locuitori, însă, cele două continente dețin câteva recorduri, primul la numărul de locuitori, iar cel de-al doilea la densitate (una din cele mai ridicate – cca.100 loc/km^2).

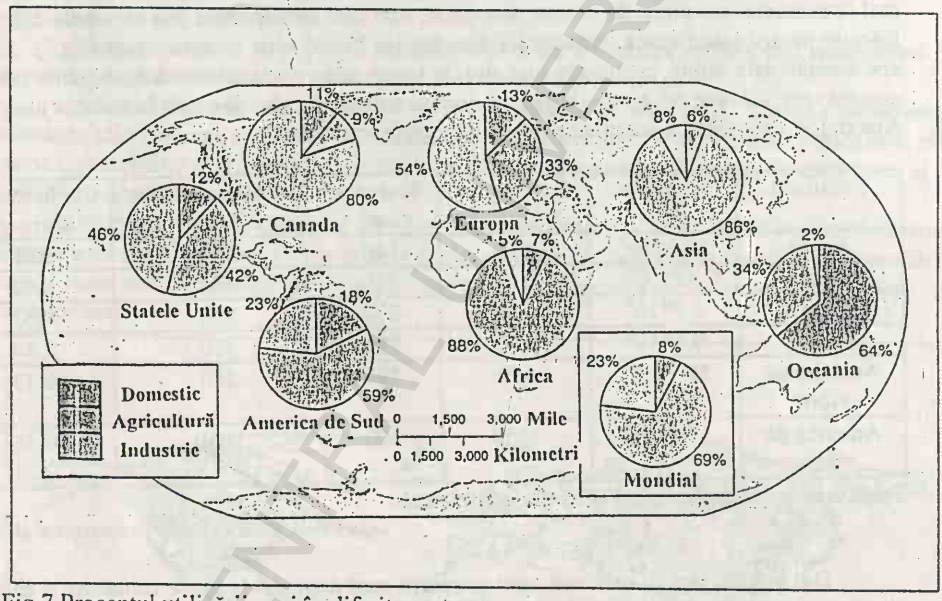


Fig.7 Procentul utilizării apei în diferite sectoare

după Ressources mondiales, 1992

Continentul	Volumul de apă scurs		Populația	Disponibilul de apă dulce pe locuitor
	km^3/an	%	mil. loc. (1996)	m^3/an
Asia	14410	30,7	3489	5743
America de Sud	11760	25,3	322	50256
America de Nord	8200	17,6	461	22222
Africa	4570	9,7	739	10020
Europa	2310	6,8	728	5302

Australia şi Oceania	2348	5,0	29	106727
Antarctida	2310	4,9	-	-
TOTAL	46848	100,0	5768	10804

Tabel 4 Repartiţia disponibilului de apă dulce

Disponibilul de apă pe cap de locuitor este mai mare de 8 ori în Asia şi de 6 ori în Europa, comparativ cu consumul mediu actual. Faptul că populaţia este în continuă creştere şi rezervele de apă rămân tot timpul aceleaşi (pe regiuni poate chiar scădea printr-un consum intens sau prin poluare), astăzi se pune un accent deosebit pe gospodărirea rezervelor de apă, mai ales pentru continentele suprapopulate. Faţă de Europa şi Asia, Africa este de două ori mai bine dotată cu resurse disponibile de ape dulci pe locuitor, America de Nord de 4 ori, America de Sud de 10 ori, iar Australia şi Oceania de peste 20 ori.

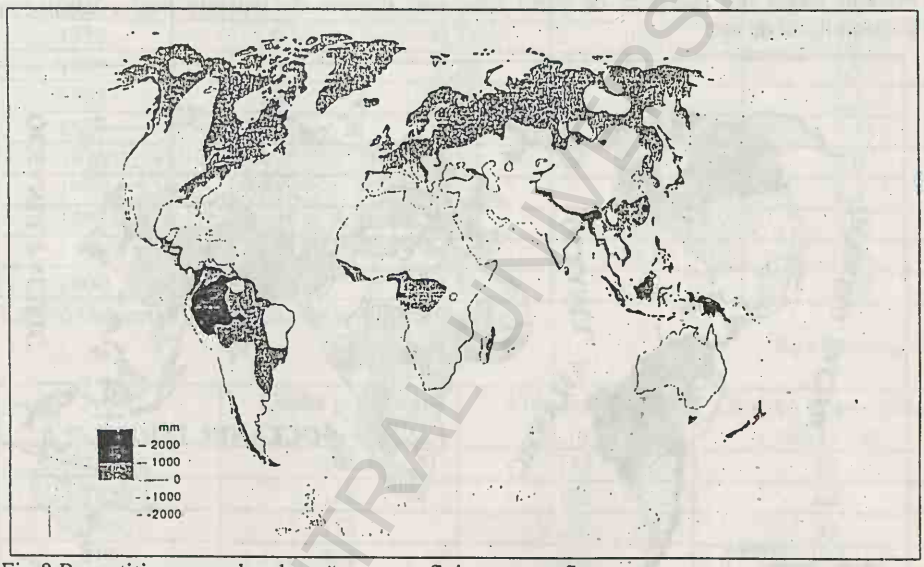


Fig.8 Repartiţia resurselor de apă pe zone fizico-geografice

după Jones, 1998

Continent	Suprafaţa (mii km^2)	Debit mediu anual km^3/an	Cota scurgerii fluviale %	Din populaţia totală 2010 (%)	Populaţia 2010 (mil.)	Dublarea populaţiei (ani)
Africa	30,600	4220	11	15,2	1069	24
Asia	44,600	13,200	36	60,4	4242	42
Australia – Oceania	8420	1960	5	0,4	34	60
Europa	9770	3150	8,8	10,6	743	-
America de Nord (Canada,	22,100	5960	15	4,8	334	105

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

SUA, Mexic)						
America Centrală şi de Sud	17,800	10,400	26	8,6	601	36
Total (fără Antarctida)	134,000	38,900	-	100,00	7024	45

Tabel 5 Estimarea disponibilului de apă în vederea utilizării

după World Resources Institut, 1992-1993

Cu toate acestea, chiar în cadrul continentelor, apar diferenţieri foarte mari, sau chiar în cadrul aceleiaşi ţări (Australia, America de Sud, Africa, America de Nord etc.). În acest sens se pot cita deşerturile Sahara şi Kalahari din Africa, deşerturile centrale din Australia, deşertul Atacama şi Podişul Patagoniei din America de Sud, Podişul Mexicului şi Podişul Marelui Bazin din America de Nord care sunt departe de indicele mediu continental al disponibilului de apă.

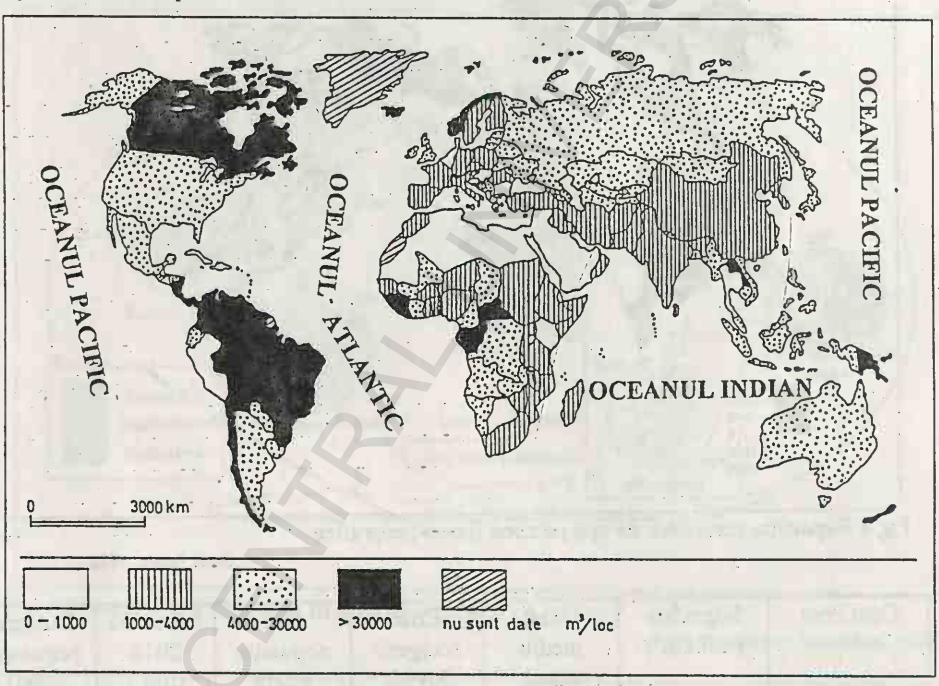


Fig.9 Resursele de apă ale Terrei raportate la numărul de locuitori

după Ressources mondiales, 1992

Continentul *Europa* are cel mai mare disponibil de apă dulce pe locuitor în sectorul vestic al Peninsulei Scandinave, unde valoarea acestui indice este de peste 12 ori mai mare decât media continentală. Media mai este depăşită doar de Europa Nordică şi Estică, în regiunea muntoasă înaltă a lanţului alpino-carpato-balcanic şi în unele sectoare ale Europei Occidentale. Valori apropiate de media continentală se găsesc în unele sectoare ale Europei Vestice, peninsulele Iberică şi Italică. Valorile cele mai mici (de două-trei ori mai scăzute) sunt specifice Europei Centrale; acest din urmă caz nu se explică prin lipsa resurselor de apă,

ci prin concentrarea masivă de locuitori, unde densităţile depăşesc adesea valoarea de 200-300 loc/km^2. Pe ţări, Norvegia are cel mai mare disponibil de apă dulce pe locuitor, în timp ce Ungaria se situează pe ultimul loc.

Resursele de apă ale râurilor din România sunt estimate la 37.000.000.000 m^3/an, ceea ce înseamnă că valoarea indicelui de disponibilitate pe locuitor este de cca. 1.650 m^3. Realitatea demonstrează că procentul creşte de 5 ori deoarece pe teritoriul României trece şi Dunărea, care are un debit mediu anual la intrarea în ţară de 5.300 m^3/s (170.000.000.000 m^3/an). Necesarul de apă în România a crescut de la un total de 1,4 km^3 în 1950 la 43 km^3 în 2000 (tabel 7). În aceeaşi perioadă, furnizarea apei potabile a fost de 113 mil. m^3/an în 1950 şi de 2,5 mld. m^3/an în 1987 (tabel 8).

Anul	Total km^3	Din ape subterane	Din Dunăre	Din râuri interioare
1950	1,4	0,15	0,25	1,0
1955	1,0	0,21	0,29	1,5
1960	2,6	0,36	0,34	1,9
1965	4,7	0,50	1,70	2,5
1970	9,1	1,00	4,60	3,5
1975	14,4	1,20	6,20	7,0
1980	20,0	2,10	9,10	8,8
1985	22,0	2,40	10,50	9,1
1990	36,0	3,20	18,80	14,0
2000	43,0	4,50	19,50	19,0

Tabel 6 Dinamica necesarului de apă din România

după Zăvoianu, 1993

Anul	Centre populate	Volumul total mil. m^3/an	Consum în gospodării mil. m^3/an
1950	101	113	48
1955	118	185	62
1960	172	264	93
1965	261	459	160
1970	437	807	284
1975	739	1361	484
1980	1541	1931	755
1985	2059	2347	939
1987	2207	2530	1090

Tabel 7 Furnizarea apei potabile în România

după Rusu, 1990

Asia, în această privinţă, este un continent al contrastelor deoarece disponibilul de apă pe locuitor oscilează între 500 m^3/loc/an şi peste 50.000 m^3/loc/an.

Regiunile cele mai dotate sunt Asia Nordică, Estică şi Sud-Estică; în Asia Centrală şi Sud-Vestică valorile sunt de 5 până la 20 ori mai mici decât media continentală.

Pe ţări, cel mai mare disponibil îl au majoritatea ţărilor din Indochina, partea asiatică a C.S.I. şi Mongolia. Pentru Mongolia şi alte ţări central-asiatice, disponibilul este mare ca urmare a populaţiei puţin numeroase. Valorile cele mai mici ale acestui indice sunt specifice

BCU I CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

țărilor din Peninsula Arabiei (de 5-10 ori mai mic decât media continentală), urmate de Pakistan, Bangladesh și Coreea de Sud (de 2-5 ori mai mic față de valoarea mediei continentale). Pentru țările înainte amintite valoarea indicelui este mică deoarece sunt state suprapopulate. China și India, țări în care se află aproape două treimi din populația continentului, beneficiază de un disponibil de apă dulce relativ scăzut, cuprins între 2.500-5.000 m^3/loc/an. În cuprinsul acestor țări sunt și regiuni în care indicele este foarte scăzut și alimentarea cu apă deficitară (Deșertul Thar, Podișul de Loess, Djungaria, Takla Makan etc.).

Africa prezintă cele mai mari disproporții între regiuni și țări în privința disponibilului de apă dulce pe locuitor asigurat de râuri.

Există regiuni și țări unde indicele disponibilului de apă dulce scade până la 500 m^3/loc/an, dar sunt și țări care depășesc cu peste 100 ori valoarea consumului mediu global. În topul disponibilului se găsesc țările din centrul și vestul continentului și Madagascar, iar la partea inferioară sunt state precum Algeria, Maroc, Tunisia și Egipt.

Analiza situației pe țări nu reflectă decât parțial realitatea în privința dotării cu astfel de resurse. În cele mai multe țări (mai ales în cele mari) suma medie luată în considerare provine din valori foarte diferite ale indicelui disponibilității de apă dulce din diversele regiuni ale țărilor respective. Media anuală, însă, nu dă indicații asupra repartiției volumului de apă pe luni sau pe anotimpuri. Pentru asigurarea necesarului de apă este de mare importanță ca perioadele din an care au un volum mare de apă scurs pe râuri să coincidă cu cele de mare consum, mai ales în domeniul agricol.

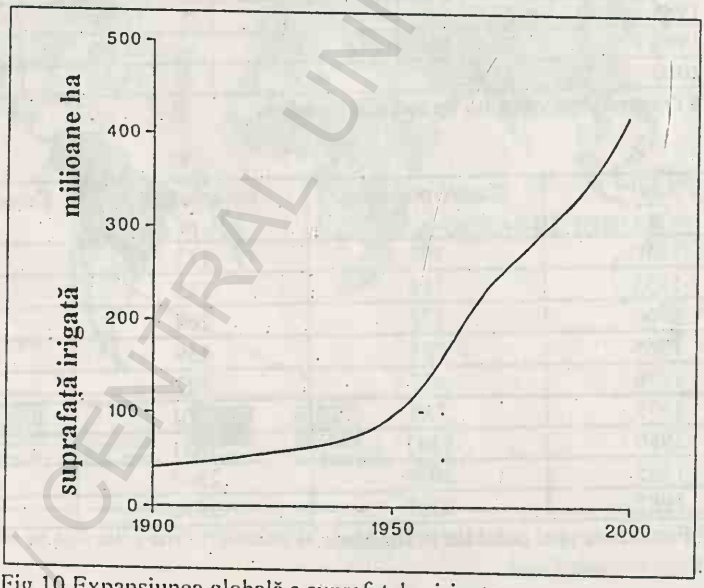


Fig.10 Expansiunea globală a suprafețelor irigate

după Jones, 1998

Prin urmare, pe Terra, sunt regiuni unde problema necesarului de apă se pune cu acuitate: regiunile deșertice și semideșertice, stepele secetoase, unele regiuni mediteraneene etc. Sunt însă și regiuni unde necesarul de apă depășește cu mult cerințele populației: regiunile ecuatoriale, cele bântuite de alizee și musoni etc.

Pentru unele regiuni care cunosc o slabă scurgere de suprafață apele subterane sunt indispensabile (Africa, Australia, Asia Centrală, China etc.). Între suprafața topografică și adâncimea de 4.000m se găsește un volum de apă estimat la 8.340.000 km^3 (>70 ori volumul apei din lacuri).

În funcție de adâncimea la care se găsesc apele subterane se împart în: ape subterane libere (localizate în primul acvifer, imediat sub suprafața topografică a solului și au relație directă cu apele de suprafață), ape subterane de subsuprafață (situate imediat sub prima categorie, fiind despărțite de un strat impermeabil) și apele de adâncime (cele care se află la adâncimi mari, de sute sau mii de metri și care uneori pot fi captive).

Cea mai mare cantitate de apă subterană se extrage din pânza freatică, mai ales prin intermediul puțurilor care nu necesită pompaje speciale. Epuizarea sau cantitatea insuficientă a apei freatice față de consumul actual a impus și folosirea apelor de adâncime.

Avântul industrializării și urbanizării, extinderea terenurilor agricole irigate etc. au determinat o creștere spectaculoasă a consumului de apă de la 400 km^3 (1900), la 1.100 km^3 (1950), la 2.600 km^3 (1970), depășind 3.000 km^3 (1975); pentru anul 2000 se estimează o dublare a consumului față de anul 1975. Cca.50% din populația S.U.A. utilizează apa subterană; în unele state (Nebraska) se ajunge la proporții de peste 85%. Între 1950-1990, stratul apei subterane din S.U.A. s-a diminuat cu 160% (Water Resources Council for the United States, 1998).

S-au produs totodată modificări de structură: principalul consumator este și astăzi agricultura, numai că ponderea ei a scăzut de la 88% în anul 1900, la 70% în anul 1975; în același timp a crescut ponderea industriei de la 8% la 21% (fig.10). În Israel irigarea terenurilor agricole se bazează, în proporție de 60%, pe apele subterane.

În Asia, Africa și America de Sud, cea mai mare pondere revine agriculturii, în timp ce în America de Nord și Europa, continente puternic industrializate, ponderea este deținută de industrie.

Importante resurse de ape subterane s-au pus recent în evidență în substratul deșertului Sahara. Ele sunt atât de mari încât ar fi capabile să transforme deșertul într-un adevărat câmp agricol. Ca urmare a faptului că ele se află la adâncimi destul de mari (1.000-3.000m) exploatarea lor este nerentabilă, mai ales în condițiile unor țări dezvoltate, cum sunt cele care se află în aceste zone (Mali, Niger, Mauritania, Egipt, Libia etc.).

Actuala epocă a creat condiții favorabile valorificării unor surse noi de apă capabile să le completeze pe cele tradiționale.

În acest scop, cea mai importantă măsură este aceea de utilizare a apei Oceanului Planetar prin desalinizare. Pentru această operație se folosesc diverse modalități printre care desalinizarea cu ajutorul energiei solare (Grecia), centrale atomo-electrice (C.S.I., S.U.A.), centrale pe baza hidrocarburilor (Kuwait, Arabia Saudită, Qatar, Emiratele Arabe Unite, Egipt, Libia, Iran, Venezuela etc.). În acest din urmă caz sunt țări care dețin rezerve foarte mari de petrol și își pot permite cheltuieli suplimentare pentru obținerea apei.

Desalinizarea se practică, de asemenea, și în țări cu un consum mare de apă, care nu dispun de rezerve de hidrocarburi, dar care dețin fondurile necesare: Japonia, Olanda, Singapore, Malta, Bahamas etc.

Gheţarii şi calotele glaciare deţin rezerve enorme de apă dulce. Din cauza faptului că cea mai mare parte a gheții se află la polii opuși ai Terrei, adică la mare distanță de centrele populate, utilizarea apei din acești gheţari este mai puțin răspândită astăzi.

Gheţarii din zonele montane, situaţi mai aproape de regiunile industriale şi agricole, pot constitui surse importante de aprovizionare. În acest sens se pot cita proiectele de aprovizionare cu apă din gheţarii montani ai Asiei Centrale. Aceştia, în perioada caldă a

anului, se topesc foarte puțin iar râurile sunt slab alimentate. Utilizarea unor metode de intensificare a topirii artificiale a gheţarilor a dat chiar rezultate în zona Munţilor Tian Şan, numai că încă se mai află în stadiul experimental.

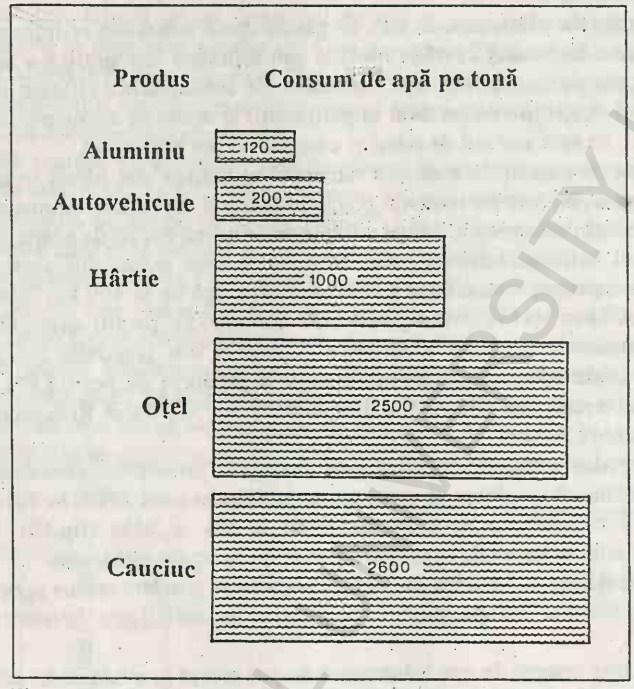


Fig.11 Consumul de apă pentru o tonă de produs finit
după Newson, 1994

La nivelul anului 1998 industria se situa pe locul doi între consumatorii de apă cu 21%, la care se mai adaugă şi consumul menajer cu 5%. Pentru industrie apa este materie primă (mai ales pentru industria chimică), adică un elemente tehnologic auxiliar de tipul lichidului de răcire, de spălare etc. şi forţă energetică.

Toate procesele industriale, inclusiv producerea de energie, necesită cantităţi diferenţiate de apă pentru fluxurile şi procedeele tehnologice. În final, chiar şi apele industriale, intră din nou în circuitul general al apei.

Industria chimică reclamă cele mai mari cantităţi de apă. Pentru 1 tonă de cauciuc sintetic se consumă 2.000t de apă; pentru 1 tonă de fibre sintetice se utilizează 1t de apă. Pe locul doi, la consumul de apă, se situează industria neferoaselor: pentru 1 tonă de aluminiu se utilizează 1.200-1.500 l de apă (fig.11). Consumurile medii (90-900 m^3/t produs) sunt specifice industriei siderurgice, textile, îngrăşămintelor chimice etc. Consumurile specifice mici (<90 m^3/t produs) caracterizează procesele tehnologice de preparare (cocsul, industria lemnului, spălarea cărbunelui, conservele, produsele lactate etc.).

Centralele termoelectrice reclamă un consum ridicat de apă deoarece ele trebuie să răcească continuu, prin intermediul apei proaspete, condensatorii.

Ramura industrială	Apa utilizată în procesul tehnologic			
	Necesar* m^3	Cerință** %	Consum*** m^3	Restituție**** din cerință %
Industria alimentară	10-40	50-80	10-50	50-90
Industria chimică anorganică și îngrășămintelor chimice	20-250	60-90	5-50	50-95
Industria chimică organică de sinteză	150-1500	25-75	5-10	90-95
Industria petrochimică	200-2000	10-12	1-10	90-99
Industria celulozei și hârtiei	200-1300	20-40	2-5	95-98
Industria lemnului	8-40	50-75	20-90	10-80
Industria materialelor de construcții	3-40	10-60	25-30	70-75
Industria metalurgiei feroase	2-180	75-30	10-20	80-90
Industria metalurgiei neferoase	70-150	50-90	50-80	20-50
Industria ușoară	30-400	20-100	3-10	80-92

*necesarul total de apă în procesul tehnologic; **cerința prelevată de apă proaspătă din sursă; ***consumul de apă, înglobat în produsul finit; ****cantitatea de apă restituită sursei după evacuare.

Tabel 8 Utilizarea apei în diferite ramuri industriale

Ca urmare a consumului ridicat din industrie se cer măsuri urgente de gospodărire:

- reciclarea intensă a apelor industriale;
- scăderea consumurilor specifice de apă pentru industrie;
- refolosirea apelor returnate după utilizarea într-o ramură industrială, în altă ramură etc.

Analiza necesarului și consumului de apă, precum și a resurselor disponibile existente pe Terra, permite a trage câteva concluzii:

a. Consumul mediu actual pe locuitor este cu mult inferior disponibilului de apă dulce la nivel global. Chiar dacă mijloacele tehnice actuale nu permit exploatarea totală a apei dulci în condiții avantajoase, posibilitățile de acoperire a consumului global sunt asigurate.

b. La nivel global bilanțul resurse-consum este excedentar, însă, repartiția neuniformă a resurselor face să apară regiuni destul de întinse ale Terrei cu bilanț deficitar. Astfel de regiuni se regăsesc în zonele aride, puternic populate și cu o economie foarte dezvoltată, în care consumul depășește mult media globală, iar gradul de poluare este în continuă creștere. Creșterea excesivă a consumului de apă în marile orașe determină o lipsă acută a acesteia.

c. Prevenirea extinderii regiunilor cu bilanț deficitar presupune măsuri drastice de preîntâmpinare a degradării calității apei în toate regiunile Terrei, mai ales acolo unde concentrarea masivă a populației și a diverselor genuri de activități sporește pericolul poluării.

d. Circa 1/5 din populația urbană a lumii și 1/3 din cea rurală nu dispun de o aprovizionare corespunzătoare cu apă potabilă datorită repartiției neuniforme a resurselor de apă și a bazei tehnice deficitare. Fenomenul în cauză afectează sănătatea populației (fig.12).

BCU CLUJ - BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

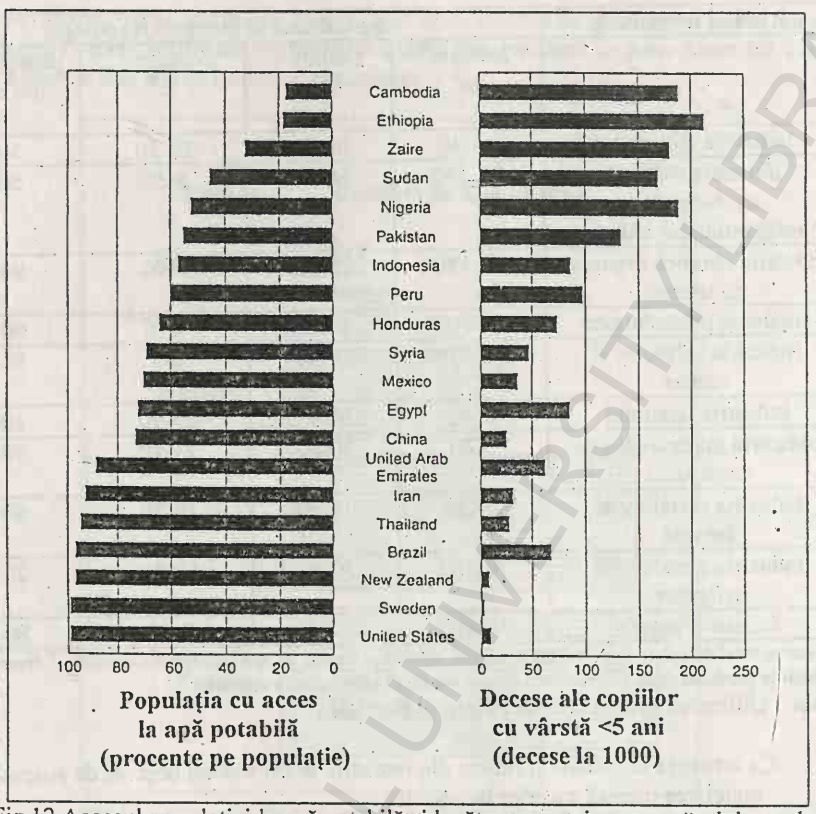


Fig.12 Accesul populaţiei la apă potabilă şi legătura acesteia cu numărul deceselor
după Leopold, 1997

4. Ciclul apei

În fiecare moment Soarele încălzeşte o parte a continentelor şi oceanelor datorită energiei calorice pe care o trimite pe Pământ. Variaţiile termice sunt provocate de mişcarea de revoluţie, mişcarea de rotaţie şi sfericitatea Terrei. Soarele provoacă astfel o transformare neîncetată a apei lichide şi solide în vapori (fig.13). Procesele sunt însoţite de un anumit consum energetic. Aceştia din urmă, transportaţi de vânt, circulă nestânjeniţi în atmosferă. Atunci când o masă de aer umed se răceşte, vaporii pe care-i conţine se condensează şi formează norii. Picăturile de apă de dimensiuni microscopice, care alcătuiesc formaţiunile noroase, se agregă în picături din ce în ce mai mari până cad pe pământ sub formă de ploaie. În timpul iernii, în apropierea polilor sau la altitudini ridicate, formaţiunile noroase sunt alcătuite din cristale de gheaţă care cad sub formă de zăpadă. Stabilitatea climatică este în funcţie de factorii generali şi locali: uscat-apă, covor vegetal, vânturi, albedo etc. Ploaia şi zăpada se transformă apoi în cursuri de apă sau pot alimenta, prin intermediul infiltraţiilor, pânzele subterane. Apele pot stagna un timp în lacurile sau rezervoarele create de om, dar mai devreme sau mai târziu, ele ajung tot în mare (fig.14). Acestea sunt, pe scurt, marile etape ale ciclului apei în natură.

Omul, foarte de timpuriu, a fost frapat de caracterul infinit al hidrosferei şi totodată de perfecţiunea echilibrului său.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

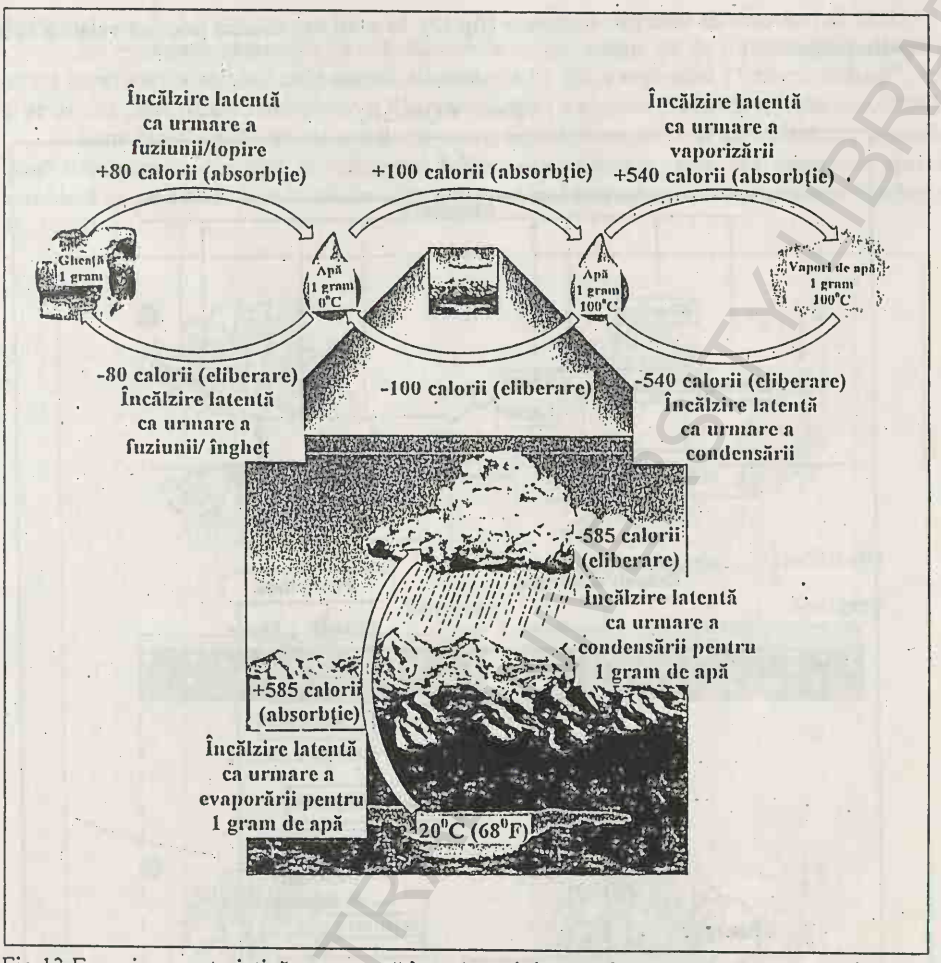


Fig.13 Energia caracteristică consumată în procesul de transformare a apei

Problema de bază în cadrul *bilanțului hidrologic* este partajarea apei care cade sub formă de precipitații, pe de o parte, apoi evacuarea și scurgerea, pe de altă parte.

Prima ecuație generală a bilanțului hidrologic aparține lui Perrault (1674):

$$P = E + Q,$$

unde:

P = ploaie;

E = evaporare și transpirație;

Q = scurgere.

Dacă această ecuație este valabilă la scară globală, nu poate fi reală pe un ecart de timp scurt. Există o stare latentă între momentul căderii ploii pe sol și cel al reapariției în ciclul hidrologic sub forma evaporării sau scurgerii. Formula operațională a bilanțului hidrologic

trebuie să ţină cont de variaţiile sezoniere (fig.15). În acest caz ecuaţia practică valabilă în orice spaţiu devine:

$$P = E + Q + \Delta R,$$

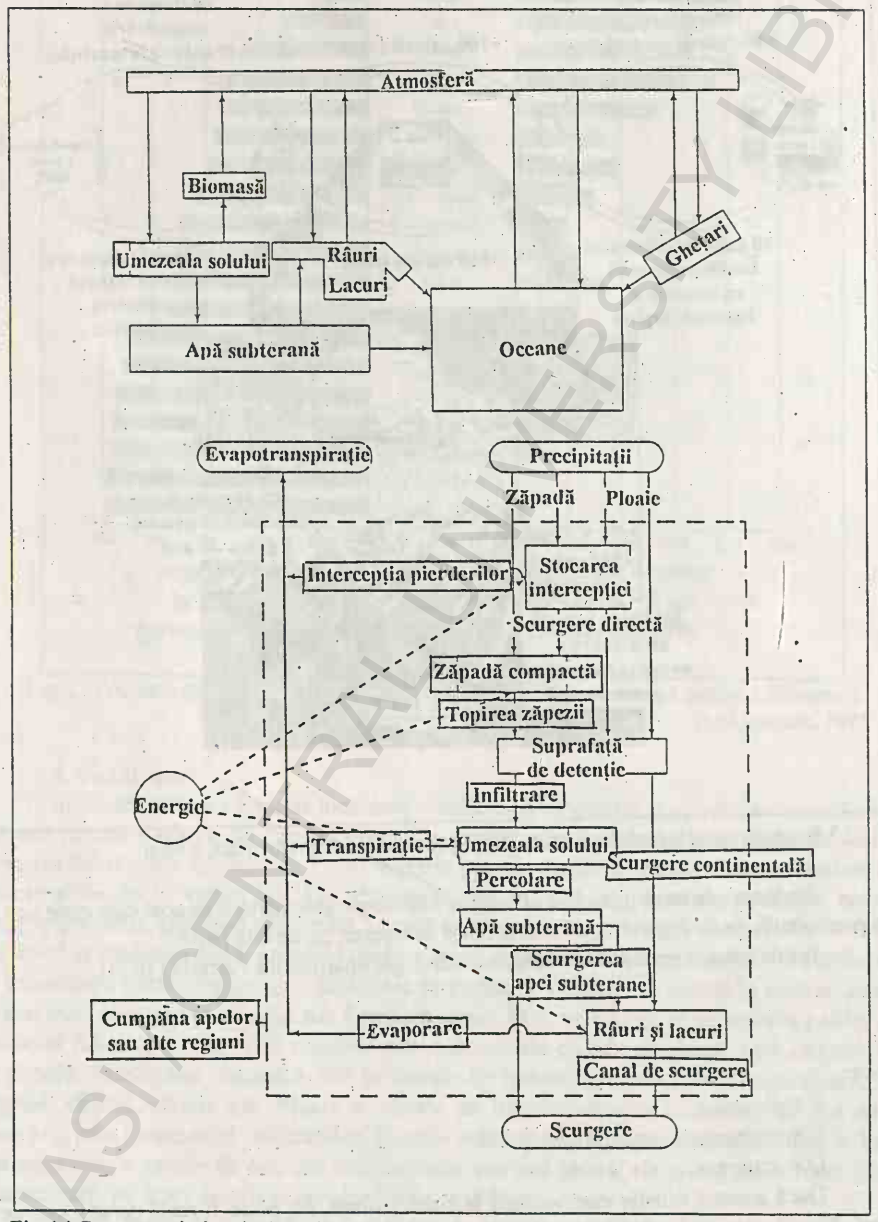


Fig.14 Stocarea şi circuitul apei în natură

după Dingman, 1984

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde:

ΔR = variația rezervelor în apă. Rezervele în apă conțin, pe de o parte, apa prezentă în partea superioară a solului, care asigură alimentarea cu apă a vegetației ("rezerva hidrică", Ru), și pe de altă parte rezerva hidrologică (Rh), care asigură scurgerea (Cosandey, Robinson, 2000).

Întrucât volumul total de apă de pe uscat, suprafețe oceanice și atmosferă este constant, doar distribuția sa spațială la momente diferite este variabilă, procesul circulației apei se consideră ca un sistem închis, motiv pentru care se mai numește și *ciclu hidrologic* (Șerban et al., 1989).

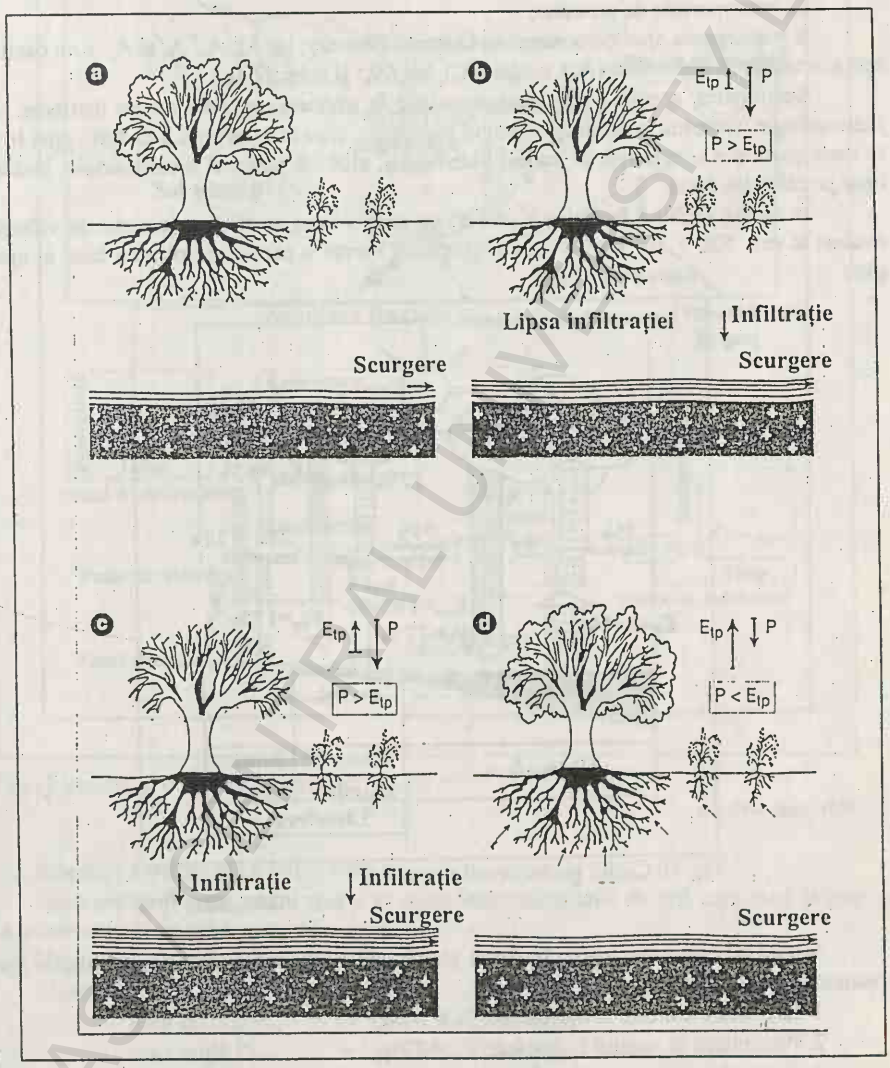


Fig.15 Diferitele faze ale bilanțului apei în decursul anului hidrologic: a-sfârșitul verii; b-începutul iernii; c,d-reconstituirea rezervei hidrologice (Rh).

după Cosandey, Robinson, 2000

BCU ACADEMICAL UNIVERSITY LIBRARY

Ecuația generală a procesului sau ecuația de bilanț a apei este:

$$P_u + P_o = E_o + E_u + S + dA/dt,$$

în care:

P_u = precipitațiile căzute pe uscat;

P_o = precipitațiile căzute pe suprafața Oceanului Planetar;

E_o = evaporația din ocean;

E_u = evaporația de pe uscat;

S = scurgerea apei de pe uscat în Oceanul Planetar; iar A_a, A_o, A_s și A_{ss} sunt cantitățile de apă acumulate în atmosferă (A_a), ocean (A_o), sol (A_s) și subsol (A_{ss}).

Secționarea acestui ciclu poate conduce la obținerea a trei sisteme distincte: sistemul meteorologic, sistemul oceanic și sistemul hidrologic (sau faza terestră a ciclului apei în natură). O mare parte din specialiști, în cadrul hidrologiei, elimină sistemul meteorologic, lăsând în loc doar pe celelalte două.

În cadrul *ciclului hidrologic global*, pe timpul unui an mediu, ia parte un volum de apă evaluat la cca. 520 * 10^3 km³, ceea ce reprezintă numai o parte din volumul total al apei de pe glob.

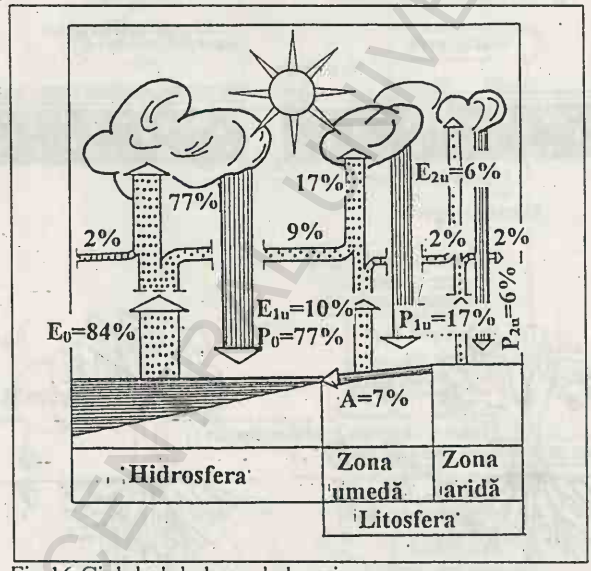


Fig.16 Ciclul global anual al apei

după Vladimirescu, 1978

Modul de circulație a apei în ciclul global, cât și procentele afectate diferitelor spații, se efectuează în felul următor (fig.16):

1. Evaporări din cadrul hidrosferei E_o = 84%;
2. Precipitații în spațiul hidrosferei P_o = 77%;
3. Evaporări din spațiul litosferei, zona umedă E_{1u} = 10%;
4. Precipitații în spațiul litosferei, zona umedă P_{1u} = 17%;
5. Evaporări din spațiul litosferei, zona aridă E_{2u} = 6%;
6. Precipitații în spațiul litosferei, zona aridă P_{2u} = 6%;

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7. Vapori transportați de curenții de aer din hidrosferă în litosferă 9%;
8. Vapori transportați din zona umedă în zona aridă 2%;
9. Vapori transportați din zona aridă în hidrosferă 2%.

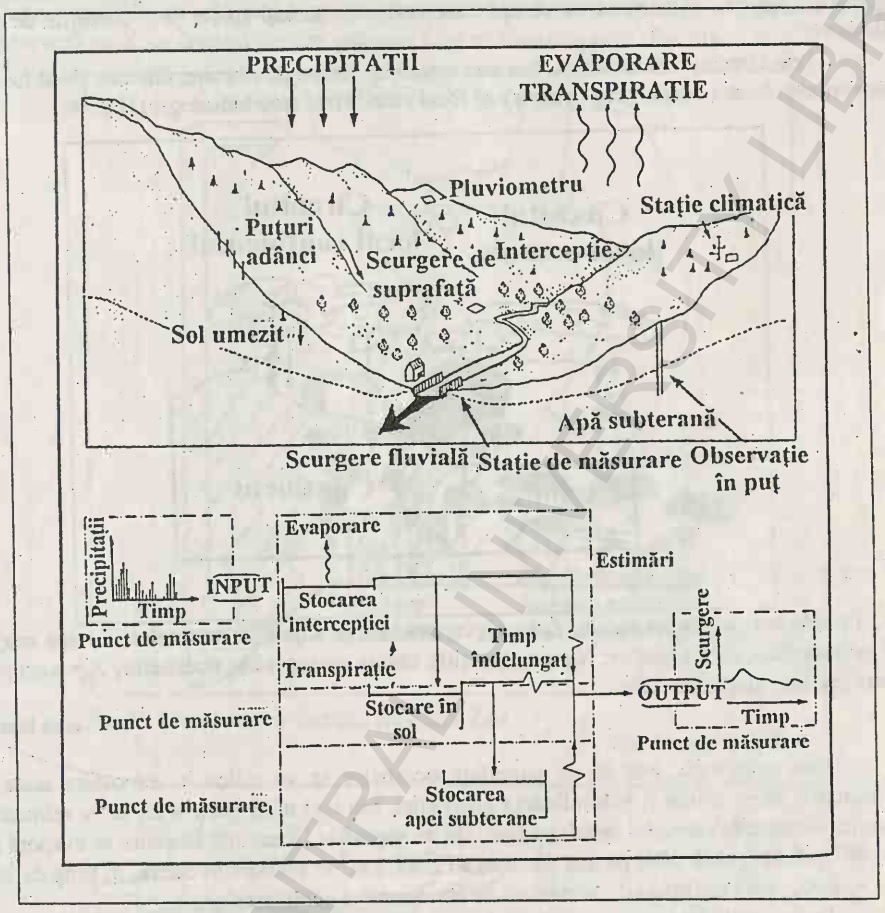


Fig.17 Inputul și outputul ciclului hidrologic

după Newson, 1994

Bilanțuri parțiale și bilanțuri globale

Dacă pentru fiecare spațiu se iau în considerare cantitățile de apă care intră și cele care ies în decursul unui an mediu, se obțin relațiile:

Hidrosfera: $P_o = E_o + 2\% - 9\% = E_o - 7\%$.

Litosferă:

- zona umedă $P_{1u} = E_{1u} + 9\% - 2\% = E_{1u} + 7\%$;
- zona aridă $P_{2u} = E_{2u} + 2\% - 2\% = E_{2u}$.

Hidrosferă + Litosferă:

$$P_o + P_{1u} + P_{2u} = E_o + E_{1u} + E_{2u},$$
$$=P \qquad =E$$

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

adică volumul de apă obținut prin precipitații (ploi + ninsori) într-un an mediu, este egal cu volumul de apă evaporat (fig.17).

Procentul A = 7% reprezintă volumul mediu de apă care iese din spațiul hidrosferei sub formă de vapori, adică volumul de apă care revine în același spațiu prin cursurile de apă din litosferă.

Prin circulația ei în natură, apa efectuează un sistem de circuite, din care două locale mai importante: local oceanic (sau oceanic) și local continental (sau hidrologic) (fig.18).

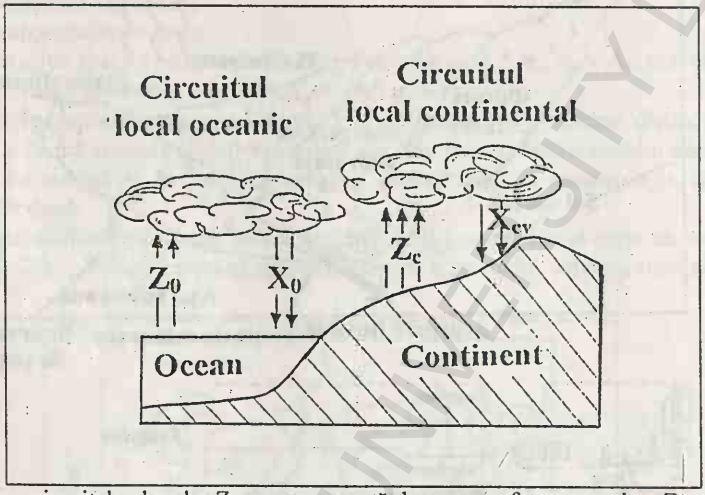


Fig.18 Schema circuitelor locale: Z_0=apa evaporată de pe suprafața oceanelor; Z_c=apa evaporată de pe suprafața continentelor; X_0=precipitațiile căzute pe suprafața oceanelor; X_c=precipitațiile căzute pe suprafața uscatului

după Buta, 1983

Prin evaporare, apa de pe suprafața oceanelor se va ridica în atmosferă unde, prin condensare, va precipita și sub influența gravitației, cea mai mare parte a ei, se va reîntoarce în oceane: acesta este *circuitul local oceanic*. De pe suprafața Oceanului Planetar se evaporă anual cca.447.900 km^3 (448.000) de apă din care 411.600 km^3 se reîntorc în ocean, în timp ce 36.300 km^3 (37.000) sunt transportați de curenții de aer deasupra continentelor.

Fenomenul descris se repetă și deasupra suprafețelor de uscat, cu deosebirea că aici procesul evaporației este complicat de neomogenitatea suprafețelor continentale precum și de modul diferit de încălzire și de răcire a uscatului față de ocean. Fenomenul se repetă la scară continentală determinând apariția *circuitului local continental*. De pe suprafața continentelor se ridică anual 63.000 km^3 (72.000) apă, în timp ce cantitatea de precipitații căzută pe aceeași suprafață este mult mai mare, și anume de 99.300 km^3 (109.000); diferența de 36.300 km^3 provine din vaporii transportați de curenții de aer de deasupra oceanelor. Sunt cazuri când circuitul se manifestă foarte rapid, în câteva ore (Zona Calmelor Ecuatoriale) (fig.19).

După ce ajunge la suprafața uscatului, apa provenită din precipitații (99.300 km^3, adică 63.000 km^3 evaporare de pe continente + 36.300 km^3 apă adusă de pe oceane) urmează căi diferite: o parte (35.000 km^3) se scurge în Oceanul Planetar, constituind astfel procesul scurgerii de suprafață sau scurgerea superficială (S); o altă parte se infiltrează în scoarța terestră (1.300 km^3) unde întâlnește un strat impermeabil înclinat, curge prin porii rocilor în direcția înclinării stratelor, constituind acumularea și scurgerea subterană care, uneori ajunge până la oceane și

mări (Ass); o altă parte se evaporă (E_u = 63.000 km^3). Astfel, prin intermediul scurgerii de suprafață și a celei subterane, apele se întorc din nou în ocean: acesta este *circuitul universal* sau *mare al apei*. El este mult mai complex decât cele locale, cuprinzându-le și pe acestea. Aici, seria proceselor fizice este mai mare (evaporare, condensare, precipitații, scurgerea superficială și subterană etc.), iar drumul parcurs este mai lung și mai complicat (fig.20).

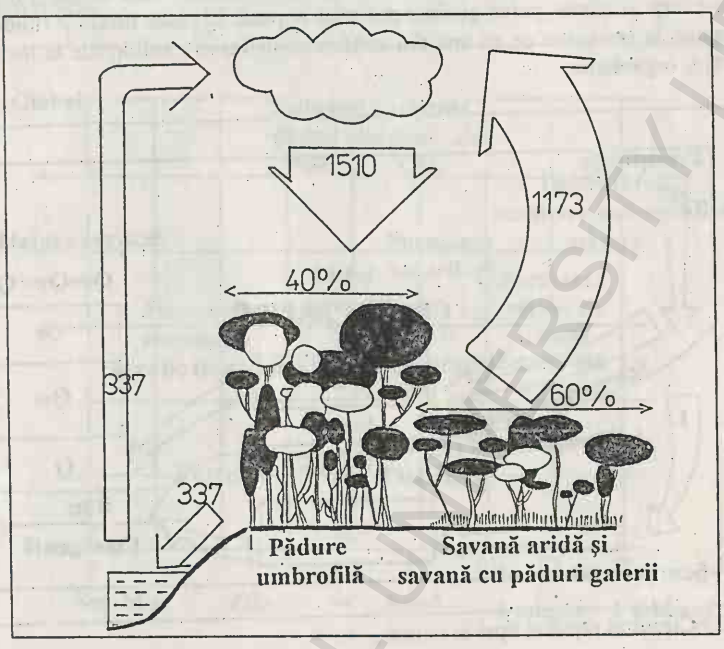


Fig.19 Ciclul apei în bazinul fluviului Zair

după Davigneaud, 1976

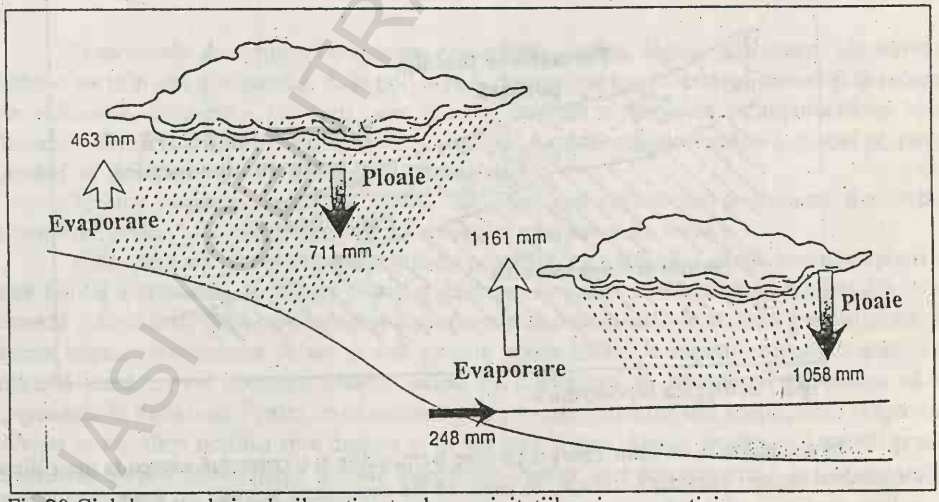


Fig.20 Ciclul general și valorile estimate ale precipitațiilor și evaporației

după Jaeger, 1969 citat de Kalkenmark et al., 1989

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

La suprafața continentelor se manifestă un circuit rapid, pe traseul precipitații – scurgere de suprafață – ocean; în interiorul scoarței se desfășoară un circuit lent, pe traseul precipitații – infiltrații – scurgere subterană – cursuri de apă – ocean (fig.21). Cel mai rapid circuit se manifestă prin intermediul scurgerii hipodermice (fig.22).

Oceanul poate fi privit ca fiind o imensă mașinărie care deține propriile-i comenzi, propriile-i forțe și efecte, puteri și chiar pot intra în pană. El poate produce fluide (de la suprafața evaporatoare la izvoarele ce au ape din străfundurile Terrei), solide (de la litosferă la criosfera oceanică) și organisme.

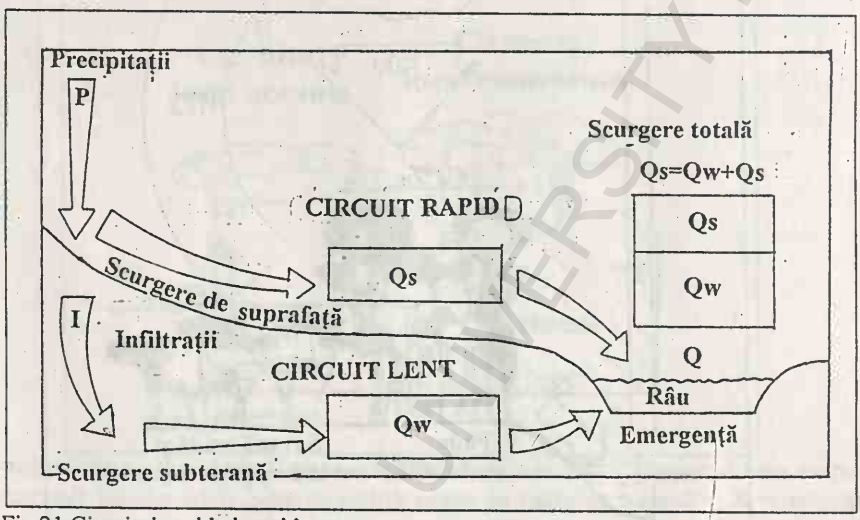


Fig.21 Circuitul rapid al apei în natură

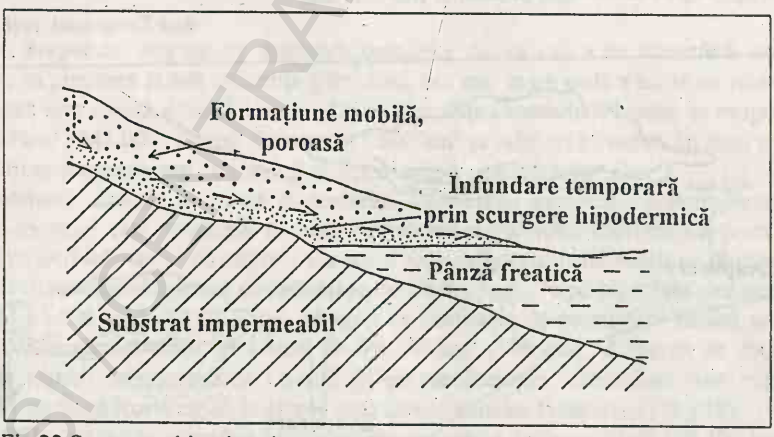


Fig.22 Scurgerea hipodermică

El acumulează, în timp, energie pe care o transmite și o consumă adesea la mare distanță. Ansamblul acestei mașinării trebuie, în final, să fie considerat și tratat cu toate circuitele ce le deține, cu geometria, randamentul și scăderile sale.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Oceanul poate fi considerat ca fiind piesa metresă a două mașinării cuplate: hidrosfera și litosfera. Capitalizând aproape întreaga cantitate de apă planetară (94,2%), el reprezintă motorul întregii hidrosfere terestre; este propriul său rezervor și totodată unicul său receptor. Totul pornește de la el și totul se termină în el. Este suficient a apărea ușoare variații ale mediului pentru ca apa să treacă dintr-o stare în alta cu cea mai mare ușurință pe întinderi foarte mari și într-un volum ridicat.

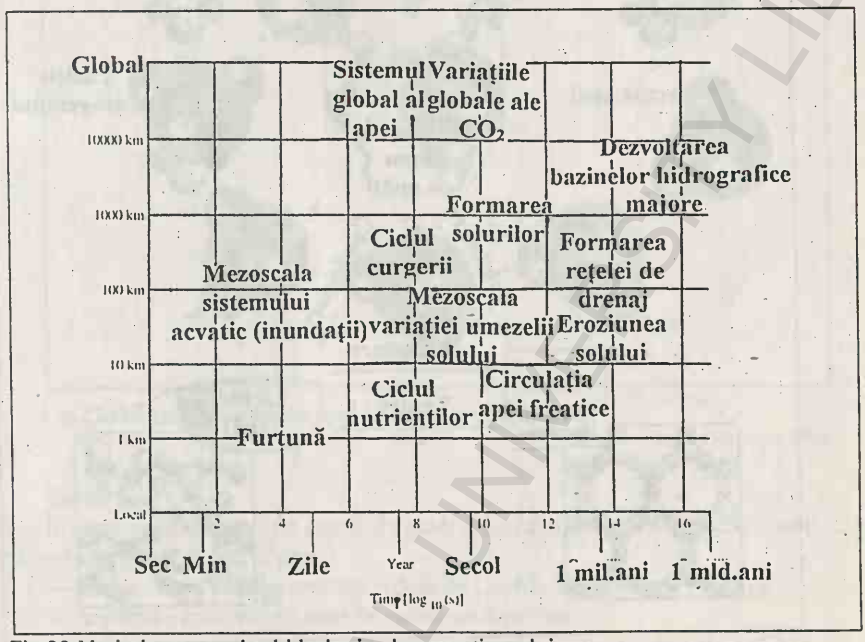


Fig.23 Variația proceselor hidrologice la scara timpului

după Dingman, 1994

Fenomenele de schimb (evaporare, precipitații, îngheț, topire, sublimare), de transfer (dintr-o parte în alta a oceanului, de la poli la poli, dinspre mare spre uscat și invers) și de stocare (în sedimente, în ghețarii plutitori) care se nasc, îmbracă o amploare și importanță cu totul deosebită fiind variabile în spațiu și timp (fig.23). Această mișcare naturală a apei se poate urmării cel mai bine în cadrul ciclului său global.

Trebuie remarcat faptul că numai 30% din apa primită de continente, din cadrul atmosferei, revine în oceane pentru a o reîmprospăta pe aceasta din urmă.

Hidrosfera are un caracter perpetuu. Ea poate fi comparată cu o uriașă mașină cu aburi în care fluidul este animat de căldura solară și mișcarea de rotație a Pământului. Aceasta din urmă creează o forță centrifugă care combate forța centripetă determinată de atracția gravitațională. În aceste mișcări prodigioase de aer și apă pe care aceste bătălii le întreține, sensul de rotație al planetei joacă un rol deosebit. Masele fluide ale hidrosferei și atmosferei au tendința să se organizeze în turbioane. Pentru un observator care privește Pământul din spațiu, aerul și apa sunt deviate în emisfera nordică spre dreapta și în cea sudică spre stânga; fenomenul amintit poartă numele de forța Coriolis (după numele inginerului francez care a descoperit-o în timp ce studia devierea proiectilelor de artilerie).

5. Proprietăţile generale ale apei

Apa sau oxidul de hidrogen (H_2O) se află răspândită în natură sub cele trei forme de agregare: vapori, solidă, lichidă (fig.24).

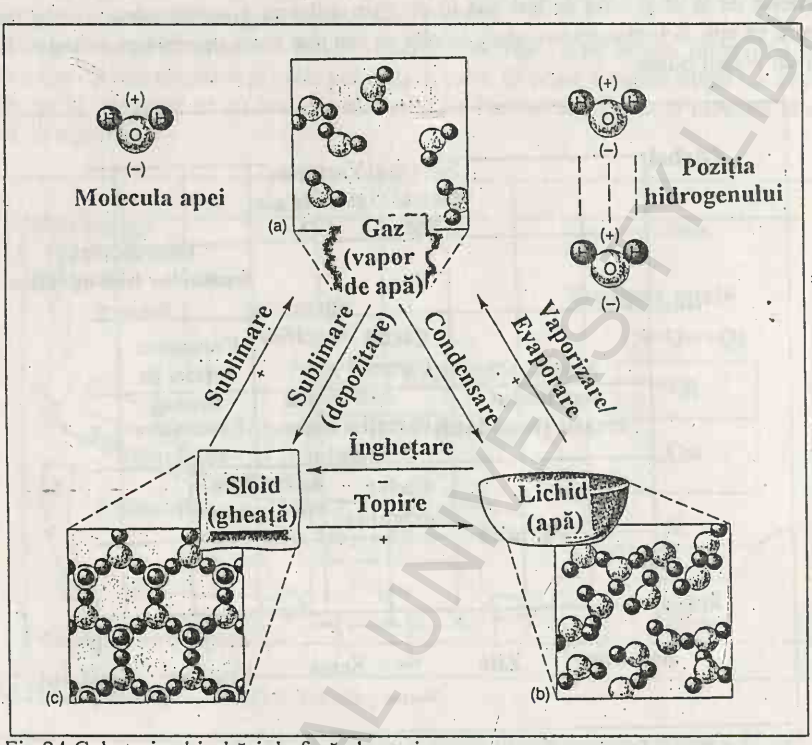


Fig.24 Cele trei schimbări de fază ale apei

5.a. Molecula apei şi structura ei

Compoziţia procentuală a apei: 88,89% oxigen şi 11,11% hidrogen. Reacţia de formare a apei din cele două elemente se petrece cu o mare degajare de căldură (reacţie exotermă):

$$H_2 + 1/2\ O_2 = H_2O + 68{,}4\ Kcal.$$

Masa moleculară a apei este egală cu suma maselor atomice ale componentelor. Dacă masa atomică a hidrogenului este 1, iar a oxigenului 16, rezultă că masa moleculară a apei este 18. Molecula apei are o formă angulară; unghiul ∝ format din dreptele care unesc atomii de hidrogen cu atomul de oxigen, este de 104,5°; distanţa O - H este de 0,99Ĺ (1Ĺ = 10^{-8}cm), pentru starea lichidă cât şi pentru cea solidă (fig.25;26).

5.b. Caracteristicile calitative ale apelor

În stare naturală apa nu este o substanţă pură ci o soluţie care conţine un amestec de substanţe solide şi gazoase pe care le dizolvă în contact cu rocile şi aerul.

5.b.1. Proprietăţile organoleptice

Aprecierea acestor proprietăţi se face cu ajutorul simţurilor: gustul şi mirosul.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

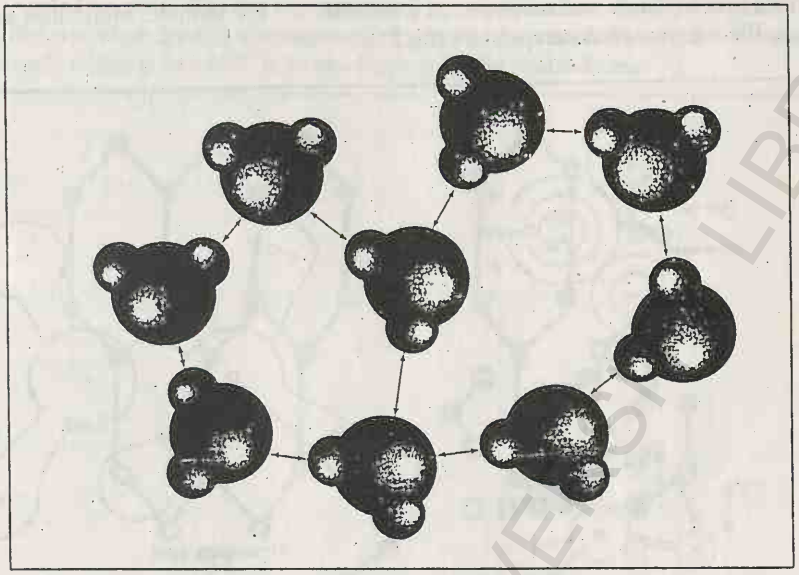


Fig.25 Diagrama moleculei apei în stare lichidă

după Dingman, 1994

Gustul apei

În stare naturală apa este lipsită de gust; datorită amestecului pe care-l conține, apa are totuşi gust care poate fi definit prin:

— plăcut - când conține cantități reduse de Ca, Mg, CO_2;
— neplăcut - concentrații mari de substanțe dizolvate;
— dulceag - cantități mari de substanțe organice;
— sărat - concentrații mari de NaCl;
— amar - prezența $MgSO_4$ (sarea amară);
— acru - prezența alaunilor (săruri de potasiu);
— sălciu - sărăcirea în săruri minerale;
— gust nedefinit.

Mirosul apei

În stare naturală apa nu are miros. Acesta se determină numai pentru apa nefiartă şi se apreciază cu:

— lipseşte;
— stătut;
— de putrefacție.

Mirosul se poate datora substanțelor în descompunere sau microorganismelor vii (alge, protozoare etc.) sau prezenței unor substanțe chimice provenite din apa uzată sau industrială (fenoli, crezoli etc.).

5.b.2. Proprietățile fizice ale apei în stare lichidă

Temperatura

Este un factor influențat de mediul înconjurător şi se modifică odată cu temperatura aerului. Aceasta variază de la 0°C în regiunile cu temperaturi coborâte tot timpul anului, până la

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

valori ridicate în zonele vulcanice sau cu alimentare din ape termale. Moleculele de apă pot fi dispuse diferit în funcţie de temperatură (fig.27).

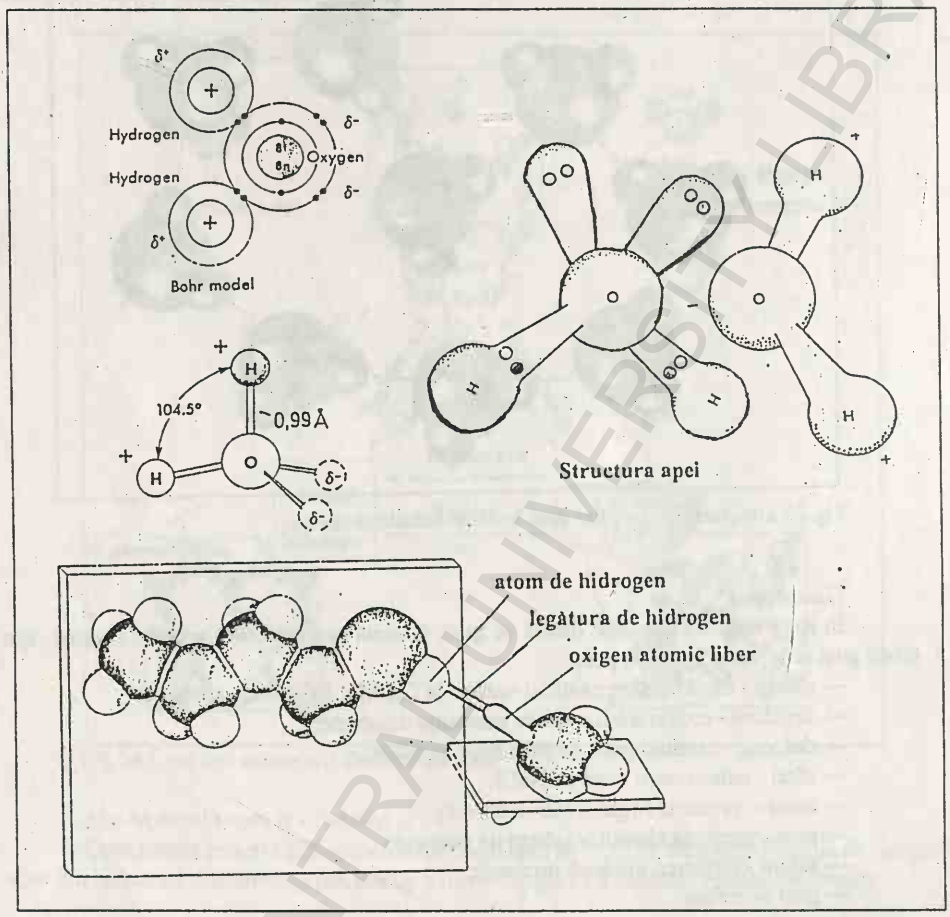


Fig.26 Structura apei

Temperatura variază şi în funcţie de latitudine (mai ridicată la ecuator şi mai coborâtă la poli), altitudine (media de coborâre este de 6,4°C la 1.000m, adică 0,6°C la 100m), cu expoziţia bazinelor hidrografice, valabil mai ales pentru apele superficiale (mai mari pe versanţii sudici, adică pe "faţa muntelui", decât pe cei nordici, adică pe "dosul muntelui"), cu adâncimea (chiar şi apele subterane sunt supuse unor variaţii diurne şi periodice până la o anumită adâncime, de unde aceasta rămâne constantă şi egală cu temperatura medie anuală a locului respectiv; zona în cauză se numeşte *neutră*. Sub această zonă temperatura creşte cu 1°C pentru fiecare 33m adâncime - *treaptă geotermică normală*, sau cu 1°C pentru adâncimi mai mari de 33m - *treaptă geotermică anormală*).

Totodată, regimul termic al apelor este condiţionat de categoria şi specificul lor: curgătoare, stătătoare etc. Apele curgătoare sunt mai reci decât cele curgătoare.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Apele Oceanului Planetar înmagazinează lent mari cantităţi de căldură, pe care le degajă treptat, fără o scădere drastică a temperaturii. Extremele de la suprafaţa oceanului oscilează între -2°C în apele polare şi 34°-40°C în Marea Roşie şi Golful Arabo-Persic.

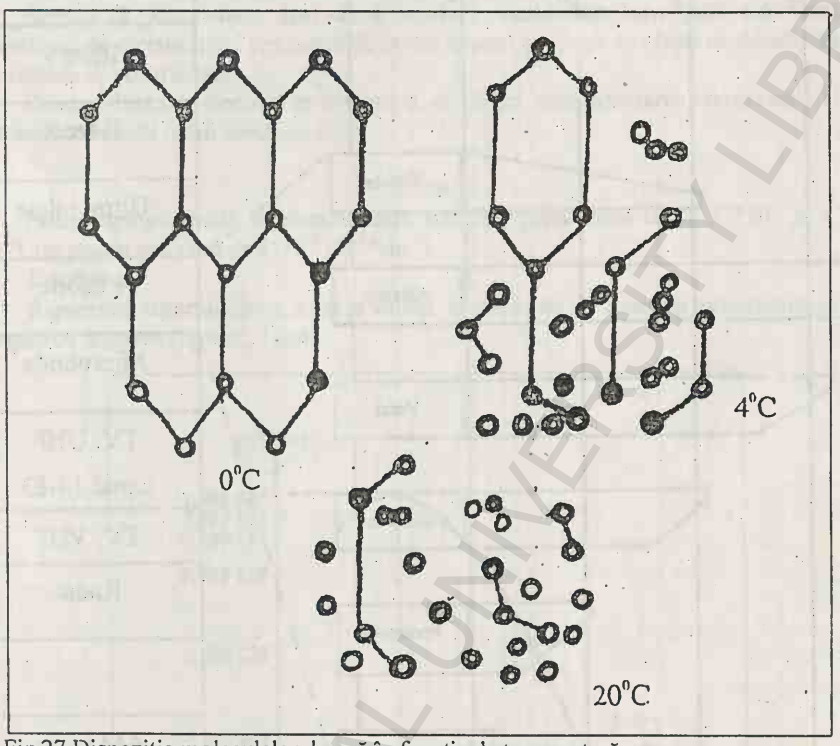


Fig.27 Dispoziţia moleculelor de apă în funcţie de temperatură

În adâncime, temperaturile coboară de la suprafaţă până la cca.500m unde se înregistrează 5°C; de la această valoare temperatura se păstrează cam la aceeaşi limită până la cele mai mari adâncimi.

Culoarea

Apa este incoloră doar în strat subţire; când el depăşeşte 6 cm grosime are un aspect albăstrui. Existenţa culorii se datorează unor substanţe dizolvate (compuşi ai manganului, oxizi fenici, acizi humici etc.).

Pentru exprimarea culorii apei se folosesc următoarele calificative:

— incoloră;
— slab gălbuie;
— gălbuie;
— cafenie;
— albastră;
— lăptoasă.

Prezenţa sărurilor acide de fier dau o culoare verde-gălbuie, a clorurilor o culoare albăstruie, a substanţelor humice o culoare gălbuie până la cafenie etc..

Stabilirea culorii se face prin comparaţie cu o scară colorimetrică etalon alcătuită din clorură de platină şi cobalt într-o anumită proporţie.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

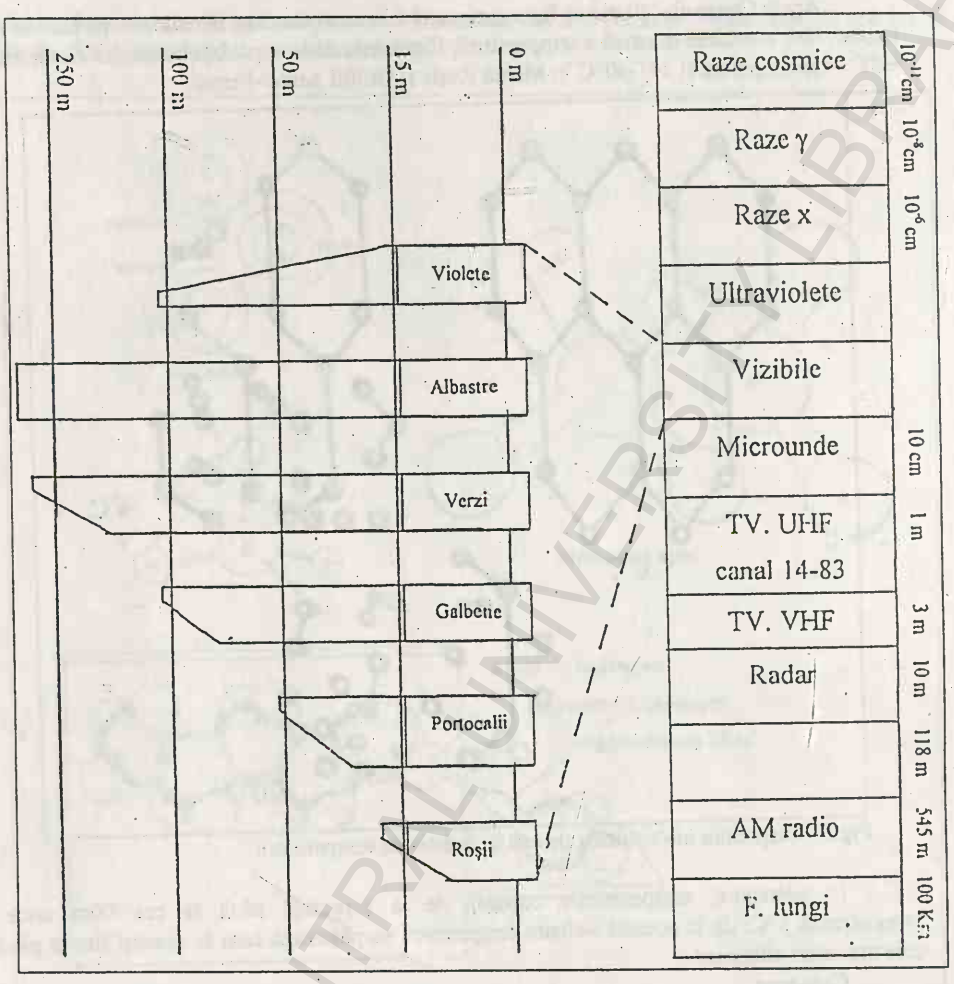


Fig.28 Pătrunderea radiațiilor solare în apă

Transparența

Aceasta reprezintă grosimea stratului de apă exprimat în centimetri, prin care se poate distinge, în anumite condiții de iluminare, conturul unui obiect.

Valoarea transparenței se determină prin scufundarea în apă a unui disc special (discul Secchi) și măsurarea adâncimii de la care acesta nu se mai poate distinge.

Transparența este în funcție directă cu turbiditatea. Radiațiile solare, potrivit lungimii de undă, pătrund în apă la adâncimi diferite (fig.28).

Turbiditatea

Reprezintă concentrația suspensiei de silice (SiO_2) fin dispersată în apă; se exprimă în miligrame pe litru (mg/l).

Aprecierea turbidității se face comparativ cu soluția etalon, în scara silicei (1mg silice fin dispersată la 1 l apă distilată reprezintă 1 grad turbiditate).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Turbiditatea este în funcție de cantitatea substanțelor minerale dizolvate și de prezența sau lipsa substanțelor organice.

Conductibilitatea electrică

Reprezintă proprietatea apei de a conduce electricitate; apa pură este foarte slab conducătoare de electricitate; apa naturală, cu un anumit conținut de săruri dizolvate, este bună conducătoare de electricitate.

Conductibilitatea electrică se determină, de obicei, prin măsurarea rezistivității. Unitatea de măsură a conductivității specifice este:

$$\Omega^{-1}*cm^{-1}.$$

Pentru apa obișnuită conductibilitatea specifică poate varia de la $33*10^{-5}$ la $1,3^{-3}$ ($\Omega^{-1}*cm^{-1}$), iar pentru apa pură de $4*10^{-8}$ ($\Omega^{-1}*cm^{-1}$).

Densitatea

Reprezintă raportul dintre masă și volum, la presiunea de 1 atm. și temperatura de 4°C și este egală cu unitatea (1g/cm^3; 1kg/l).

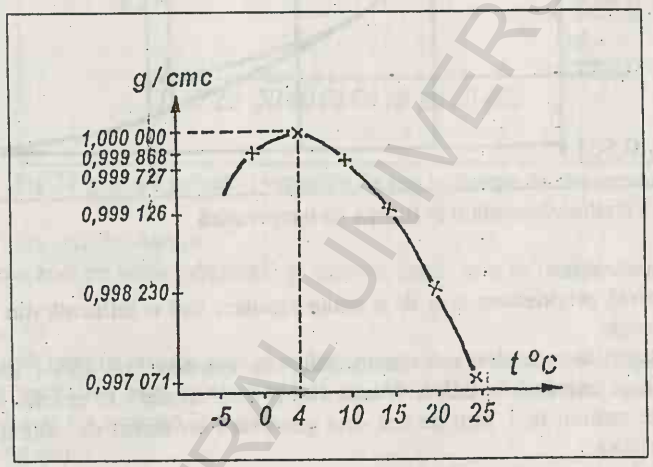


Fig.29 Variația densității apei în funcție de temperatură

Densitatea apei lichide crește de la 0°C la 4°C, când atinge valoarea maximă, după care coboară.

Temperatura ^{0}C	Starea	Densitatea kg m^{-3}
-2	Solidă	917,2
0	Solidă	917,0
0	Lichidă	999,8
4	Lichidă	1000,0
10	Lichidă	999,7
25	Lichidă	997,1

Tabel 9 Densitatea apei pure la diferite temperaturi

Vâscozitatea

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Reprezintă rezistența la curgere datorată frecării interioare. Mai este denumită și vâscozitate dinamică (η); aceasta variază odată cu temperatura având la 20°C o valoare egală cu 1 centipoise, care la rându-i reprezintă a suta parte dintr-un poise (după numele lui Poiseuille).

Valoarea vâscozității dinamice la o anumită temperatură se calculează cu relația:

$$\eta=0,0001817/1=0337\ t+0,00022\ t^2\ (kg/s/m^2).$$

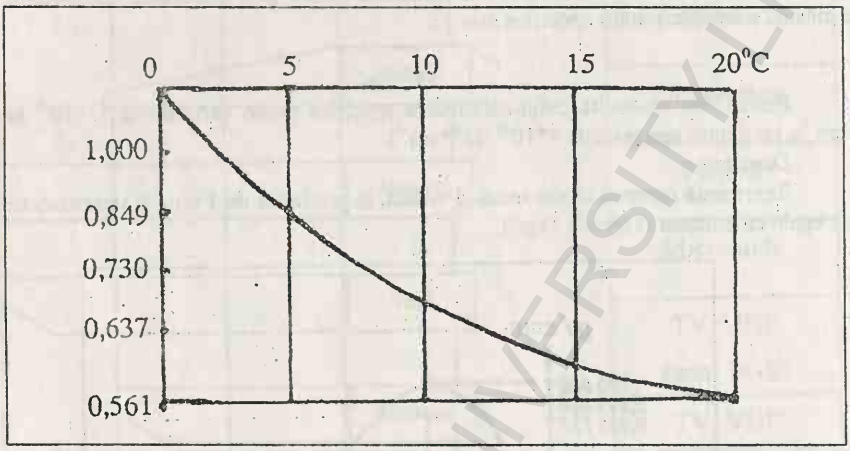


Fig.30 Variația vâscozității în funcție de temperatură

Radioactivitatea

Reprezintă proprietatea apei de a emite spontan, fără o influență din afară, radiații de foarte mare energie.

Radioactivitatea apelor este determinată de contactul pe care-l are apa cu rocile radioactive. Ea se exprimă în unități Maché (UM) sau "emane". O unitate Maché reprezintă concentrația de radium la 1 litru de apă care generează un curent de saturație egal cu 0,001 unități electrostatice:

1UM = 3,6 "emane" = 10^{-3} unități electrostatice.

Apele care depășesc 3,5 UM/1litru sunt considerate ape radioactive și folosite ca ape curative.

5.b.3. Proprietățile fizice ale apei în stare solidă

Denumirea generică a apei în stare solidă este aceea de gheață. Ea cristalizează în sistemul hexagonal și prezintă următoarele caracteristici:

- punct de topire: 0°C la presiunea de 760 mm Hg.;
- masa specifică; 0,917 g/cm^3;
- căldura latentă de topire a gheții și înghețare a apei: 79,55 kcal/kg;
- căldura specifică sub presiune constantă: 0,5 kcal/kg/grad;
- rezistența la rupere prin compresiune: 35 kg/cm^2;
- rezistența la rupere prin încovoiere: 20 kg/cm^2;
- rezistența la forfecare: 10 kg/cm^2;

Apa în stare solidă poate căpăta diferite forme: chiciură, brumă, zăpadă, gheață.

5.b.4. Apa în stare de vapori

Apa se transformă în vapori la temperatura de 100°C și presiunea de 760 mm Hg.; procesul are loc cu absorbție de căldură egală cu 539 kcal/kg apă. Volumul vaporilor rezultat

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

este de 1.651 ori mai mare decât cel corespunzător masei lichide. Presiunea vaporilor de apă creşte cu temperatura (fig.31). În stare de vapori apa reduce transparenţa aerului şi procesul evaporaţiei.

Gheaţa, apa şi vaporii pot coexista în echilibru doar la presiunea de 4,6 mm Hg.. şi temperatura de =0,007°C.

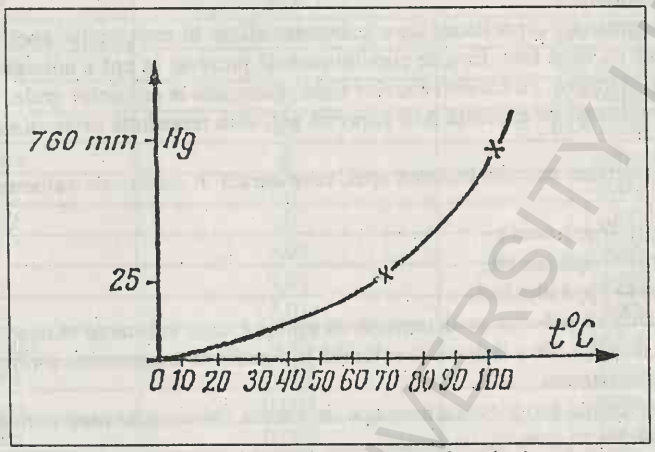


Fig.31 Variaţia presiunii vaporilor de apă în funcţie de temperatură

5.b.5. Proprietăţile chimice

Utilizarea apei pe scară industrială şi consum casnic este în funcţie de proprictăţile sale chimice.

Reziduu fix

Reprezintă totalitatea substanţelor solide, minerale şi organice, existente în apă. Acesta se obţine prin încălzirea apei la temperatura de 104,5°C în momentul când se realizează evaporarea completă (se exprimă în mg/l).

Duritatea apei

Reprezintă conţinutul de săruri de magneziu şi calciu existent în soluţie. Aceste săruri pot fi carbonaţi, sulfaţi, cloruri. Se exprimă în grade de duritate germane, franceze, engleze.

Duritatea apei variază în timp şi spaţiu în funcţie de acţiunea de dizolvare a rocilor de către ape.

Un grad de duritate reprezintă 10 mg CaO sau 1,42 mg MgO la 1 l de apă, adică 1 grad german.

1 grad german = 17,9 grade franceze = 1,25 grade engleze.

Caracterizarea apelor după gradul de duritate:

- foarte moi 0° - 4°;
- moi 4° - 8°;
- semidure 8° - 12°;
- destul de dure 12° - 18°;
- dure 18° - 30°;
- foarte dure >30°.

Apa potabilă nu trebuie să depăşească 12°.

În acelaşi timp duritatea apei poate fi:

- totală (suma sărurilor conţinute în soluţie);

BCU CLUJ - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- permanentă (conținutul de săruri solubile de calciu și magneziu - sulfați, cloruri etc. - care nu dispar prin fierbere);

- temporară (reprezintă diferența dintre duritatea totală și cea permanentă care este determinată de conținutul de carbonați, care prin fierbere pierd dioxidul de carbon și precipită sub formă de carbonați insolubili, făcând să dispară această duritate).

Aciditatea

Reprezintă capacitatea unor substanțe aflate în compoziția apei, de a lega o cantitate echivalentă de bază tare. Ea este condiționată de prezența în apă a anionilor care sunt echilibrați cu ioni de hidrogen, cu cationii bazelor slabe, îndeosebi ai metalelor grele.

Aciditatea se exprimă prin expresia pH, care reprezintă inversul concentrației ionilor de hidrogen.

Aciditatea sau alcalinitatea apei, considerată în funcție de valoarea pH-ului, se prezintă astfel:

- pH<7 apă acidă;
- pH=7 apă neutră;
- pH>7 apă alcalină.

Valoarea pH-ului se determină cu ajutorul unor substanțe cunoscute sub denumirea de indicatori de pH a căror culoare se schimbă în funcție de concentrația ionilor de hidrogen.

Agresivitatea

Reprezintă proprietatea unor ape de a ataca chimic și în mod permanent materialele prin care circulă sau cu care vin în contact.

Puterea agresivității depinde de conținutul de săruri dizolvate, de conținutul de acizi, temperatură, viteză de circulație etc.

Agresivitatea apei potabile este condiționată numai de prezența gazelor dizolvate (O_2 și CO_2).

5.b.6. Proprietățile biologice și bacteriologice

Pentru determinarea calității apelor, din punct de vedere igienic, se efectuează numeroase analize bacteriologice și biologice ce au ca scop determinarea substanțelor organice conținute de masa acvatică.

Analiza biologică poate semnala existența unui proces de impurificare, precum și intensitatea acestuia prin stabilirea componenței calitative și cantitative a populației din apa studiată.

Analiza bacteriologică pune în evidență încărcarea apei cu bacterii; acest lucru se află în strânsă legătură cu impurificarea ei.

Grupele de bacterii identificate în apele superficiale:

- saprofite (fac parte din microflora normală a apei și nu produc îmbolnăviri ale organismului uman);
- patogene (provoacă boli hidrice: febra tifoidă, holera, dizenteria);
- coliforme (indică contaminarea cu ape uzate de canalizare, particule de sol etc.).

5.b.7. Compoziția apei marine

Față de apa dulce, cea marină este diferită. În orice studiu hidrologic trebuie să se țină seama, și să se cunoască, diferența dintre cele două lichide. Se cunoaște faptul că apa mării este sărată. De fapt, ea constituie o soluție complexă unde se amestecă un foarte mare număr de ioni. De regulă, compoziția sa rămâne aceeași în toate oceanele; analizele de mare finețe demonstrează și o oarecare variație locală a acesteia.

Apa, ca urmare a proprietăților pe care le deține, are calitatea de a fi solventă (fig.32).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Elemente	Concentrația mg/litru	Masa totală în oceane t
Clor	18980	29,3 miliarde
Sodiu	10540	16,3 miliarde
Magneziu	1350	2,1 miliarde
Sulf	885	1,4 miliarde
Calciu	400	0,6 miliarde
Potasiu	380	0,6 miliarde
Brom	65	0,1 miliarde
Carbon	28	0,04 miliarde
Stronțiu	8	12 milioane
Azot	0,5	780000
Fosfor	0,07	110000
Iod	0,06	93000
Zinc	0,01	16000
Fier	0,01	16000
Aluminiu	0,01	16000
Cupru	0,003	5000
Uraniu	0,003	5000
Nichel	0,002	3000
Magneziu	0,002	3000
Argint	0,0003	500
Aur	0,000004	6

Tabel 10 Elementele de mare importanță existente în apa mării

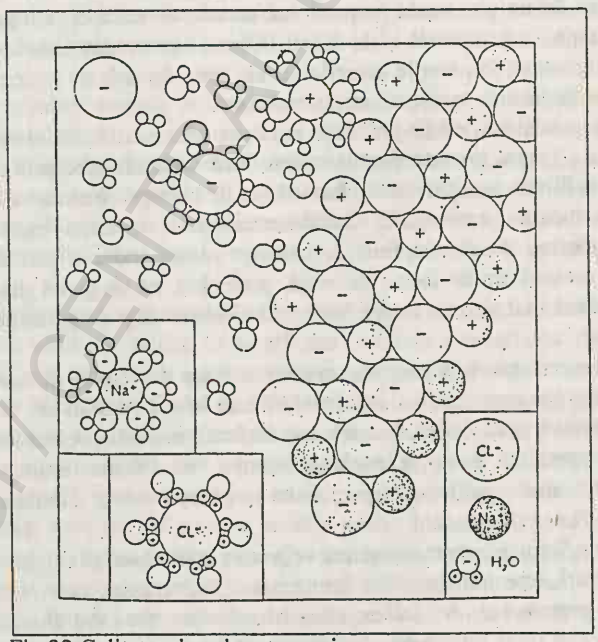


Fig.32 Calitatea de solvent a apei

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cantitatea totală de săruri, pe care o conține apa mării, poartă denumirea de salinitate; ea se exprimă în % sau ‰. În medie, apa marină deține un procent de 96,5% apă pură și 3,5% săruri (3,5g săruri la 1 litru apă). Specialiștii preferă exprimarea salinității în ‰, de unde și media de 35‰ (35mg săruri la 1.000 ml de apă). Prin urmare, salinitatea reprezintă totalitatea sărurilor care intră în compoziția apelor.

Diferite săruri, unele în raport cu altele, se găsesc în proporții constante încât nu este necesară efectuarea unor analize detaliate; spre exemplu se calculează indicele clorului dizolvat (elementul cel mai abundent din apa mării, în afara oxigenului și hidrogenului) multiplicându-se această cifră cu coeficientul de 1,8.

Opt ioni formează mai mult de 99% din toate sărurile dizolvate în apa mării: clor, sodiu magneziu, potasiu, ionul sulfat, ionul bicarbonat, bromul și carbonul. Acești ioni, datorită importanței și constanței lor, sunt numiți "conservatori" (tabel 10).

Substanțele solide dizolvate în Oceanul Planetar sunt de ordinul a 500*1.014 t. Fiecare km^3 de apă marină conține cca.40 mil.t substanțe dizolvate, 12 dintre ele fiind în proporție de 1/1.000.000. 1 tonă de apă marină poate conține cca.19 kg clor, 10,7 kg sodiu, 1,3 kg magneziu, 0,9 kg sulf, 0,4 kg calciu, 0,4 kg potasiu etc.

Unele elemente sunt prezente în apa mării în cantități extrem de mici. Ele au însă o importanță fundamentală în cadrul echilibrului fiziologic al ființelor. Primul din toate acestea este oxigenul: în lichidul oceanic se află sub formă de gaz dizolvat și servește la respirația animalelor acvatice ce dețin branhii.

Unele regiuni ale oceanului, situate în afara manifestării curenților și puțin bântuite de vânt, dețin o cantitate foarte mică de oxigen; viața în aceste locuri este aproape imposibilă. Cu excepția unor bacterii anaerobe, aceste locuri sunt practic considerate "deșerturi oceanice" sau întinderi abiotice. În acest caz este bine a exemplifica cu fundul Mării Negre sau al câtorva fiorduri rupte de restul oceanului.

Cantitatea de oxigen scade proporțional cu adâncimea apei, atingând valori minime la 500-700m, în zona intertropicală și la 800-1.000m în apele din zonele temperate și polare. Concentrația oxigenului, în păturile superficiale ale apei, depinde de temperatură: este mai mare în apele reci și puțin adânci, cu dinamică puternică etc.

Omul, prin activitățile sale poluante, riscă perturbarea delicatul mecanism de reînnoire a oxigenului marin. Acesta, provine esențialmente din fotosinteza efectuată de fitoplancton. Dacă organismele clorofiliene sunt private de lumină (ca de exemplu înaintarea unei "maree negre"), ele încetează producerea gazului vital. O altă amenințare o reprezintă îngrășămintele chimice și detergenții transportați de marile fluvii. Aceste substanțe induc o proliferare a algelor și a bacteriilor care omoară multe forme de viață, prelevând tot oxigenul disponibil. Procesul de eutrofizare, frecvent mai ales în lacuri, începe să fi observat și în golfurile marine cu caracter închis.

Apele marine absorb o cantitate mult mai mare de bioxid de carbon, comparativ cu atmosfera, concentrația acestuia fiind mult mai ridicată în apă decât în aer.

Un alt compus vital al apei de mare este fosforul; în medie, acesta se găsește în proporție de 0,07%. El reprezintă ceea ce ecologii numesc un "factor limitant" pentru creșterea fitoplanctonului. Atunci când acesta lipsește sau se găsește într-o cantitate mică, așa-numitele "pășuni ale mării" se vor degrada.

Elementele "critice" pentru creșterea vegetației sunt azotul și siliciul. Primul, prezent sub forma ionilor nitrați, este indispensabil formării acizilor aminici, care reprezintă "cărămizile" constructive ale proteinelor. Al doilea, adus în principal de către fluvii, este încorporat în cochiliile diatomeelor (alge unicelulare care formează o bună parte a fitoplanctonului).

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Calciul, constituie şi el un element indispensabil confecţionării cochiliilor de moluşte (bivalve, gasteropode), a scheletelor de vertebrate şi a polipilor de corali. Aceştia din urmă formează, în cadrul mărilor tropicale, imense mase de recifi sau de atoli caracteristici.

Hidrogenul, azotul, carbonul, oxigenul şi fosforul sunt constituenţii fundamentali ai organismelor. Alte elemente, precum potasiu, sodiu, sulf, cupru, fier etc. sunt indispensabile vieţii. Siliciul intră în compoziţia cochiliilor de diatomee, dar şi în scheletele de radiolari şi a numeroase microorganisme (foraminifere, globigerine etc.).

5.b.7.1. Salinitatea

Salinitatea este caracteristică nu numai apelor oceanice ci şi celor continentale (mai ales lacurilor). În anul 1740, naturalistul veneţian Moro sugera că salinitatea mărilor şi oceanelor trebuie căutată în vulcanism.

La sfârşitul sec. al XVIII-lea se iscă o puternică polemică printre cei mai cunoscuţi oameni de ştiinţă; unii dintre ei (neptuniştii), susţineau că toate rocile au fost cândva depuse în mare sub formă de sedimente, în timp ce ceilalţi (plutoniştii), afirmau că toate rocile şi apa au venit din măruntaiele Terrei. Astăzi, se ştie că există ape "juvenile" care au rezultat din condensarea vaporilor de apă ce provin din vulcanism. Totuşi, în raport cu vârsta Pământului (4,6 miliarde de ani), producţia actuală a apei juvenile este foarte mică. Unele molecule de apă pot coborî din nou în adâncurile scoarţei putând fi apoi reciclate în hidrosferă prin intermediul erupţiilor vulcanice. Incontestabil, există şi molecule care vin şi de la adâncimi mai mari, fiind aduse spre litosferă prin intermediul curenţilor lenţi de convecţie care animă mantaua internă a planetei noastre.

Terra, prin toate subsistemele sale, nu încetează să piardă continuu apă. În stratele foarte înalte ale atmosferei moleculele de apă pot fi disociate de energia venită de la Soare. Atunci când este cazul, atomii de hidrogen, foarte uşori, se pierd în spaţiu. Simpla agitaţie termică le permite să atingă viteza de scăpare necesară pentru această escapadă. Atomii de oxigen, mai grei, recad spre straturile dense ale atmosferei. În total, această deperdiţie acvatică este excesiv de slabă în raport cu masa totală a hidrosferei (dacă aceasta din urmă poate fi declarată constantă).

Oceanul primitiv semăna cu izvoarele calde de natură vulcanică: fum, vapori de apă supraîncinşi, acid. În aceste condiţii el nu putea fi favorabil apariţiei vieţii. Acizii, intrând în reacţie cu rocile, încep degradarea constituenţilor mai puţin stabili. Această acţiune a fost întărită şi de faptul că pe continente s-au abătut ploile acide. Potrivit ipotezei lui Lavoisier, formulată în sec. al XVIII-lea, aceste ploi acide au fost cele care au fragmentat rocile, le-au redus la starea de săruri şi prin intermediul torenţilor şi mai apoi al râurilor şi fluviilor, au condus sărurile spre oceane.

Într-un anumit sens, apa juvenilă a fost ea însăşi contaminată. Cantităţile din ce în ce mai mari de clorură de sodiu, de sulfaţi, de bicarbonat de calciu şi bicarbonat de sodiu - pentru a nu cita decât pe cele mai importante - sosesc continuu în bazinele oceanice; acestea, la rândul lor, vor fi din ce în ce mai sărate. Ciclul apei este cel care va duce la accentuarea acestor procese: evaporarea va extrage din mare vapori de apă dulce; aceştia, şi ei, cad sub formă de ploaie, disociază noi molecule de săruri, care vor sosi în oceane prin intermediul fluviilor s.a.m.d.

Istoria salinităţii apei de mare este foarte complexă. Depozitele sedimentare actuale nu sunt exact aceleaşi care au dat naştere rocilor vechi. În general, se constată că tipurile de depozite sedimentare recente sunt mai diverse, mai originale, comparativ cu acelea ale oceanului original. Se poate spună că acestea sunt un "câştig de ordine", o "entropie negativă" a acestui domeniu. Într-o lume unde totul tinde spre dezordine, mările şi organismele vii, pe care acestea le-au dat, fac să se întreţină un proces contrar.

Cu timpul, se instaurează un echilibru între aporturile sărate ale fluviilor şi pierderile sărurilor, consecutiv cu sedimentarea. Organismele care au nevoie de aceste săruri pentru a-şi edifica cochiliile, scheletele etc., joacă un rol decisiv în acest proces. Mediul oceanic, cu timpul, se stabilizează. El a devenit relativ stabil în momentul apariţiei vieţii deoarece aceasta are nevoie de o anumită stabilitate pentru a contribuii la echilibrul general.

În anumite regiuni adânci ale Mării Roşii şi ale Oceanului Planetar există numeroase izvoare hipersărate calde. În jurul lor organismele se strâng într-un număr foarte mare. Exemplul arătat poate reprezenta un sâmbure de adevăr sau poate fi un rezumat al istoriei mărilor.

Recoltarea apei de mare nu este chiar atât de simplă pe cât ar părea la prima vedere. Nimic nu este mai simplu ca atunci când trebuie analizată apa de suprafaţă (temperatură, salinitate etc.). Lucrurile se complică foarte serios atunci când se doreşte analiza apei care se găseşte la 10, 1.000 sau 10.000 m adâncime. Apa, dat fiind faptul că este un lichid, are proprietatea de a se amesteca foarte rapid îngreunând astfel analiza ei.

Soluţia acestei probleme a fost găsită la începutul secolului nostru, fiind utilizată "Butelia Nansen", numită astfel în onoarea savantului, explorator şi om de stat norvegian, care a avut pentru prima dată această idee. În acest caz este vorba de un aparat constituit dintr-un cilindru metalic prevăzut cu capace la fiecare extremitate. Acesta este lăsat să coboare, în întregime deschis, până la adâncimea dorită. Când butelia ajunge la locul stabilit, de la suprafaţă se trimite un "mesaj", adică nişte greutăţi care sunt capabile să declanşeze un mecanism ce obturează ermetic cele două capace. În părţile laterale ale buteliei lui Nansen se ataşează un termometru special care poate înregistra temperatura la adâncimea dorită.

Pentru analiza unui profil, hidrologii sunt nevoiţi să scufunde o întreagă serie de butelii Nansen, acestea fiind comandate cu ajutorul unei singure greutăţi declanşatoare. Când trebuie să se preleveze eşantioane de apă de la adâncimi foarte mari, buteliile Nansen sunt acoperite cu o căptuşeală de sticlă foarte groasă şi dotate în acelaşi timp cu alte accesorii pentru a rezista presiunii ridicate.

Prin scufundarea buteliilor Nansen, datorită hulei, valurilor sau curenţilor, acestea sunt deviate de la un traseu exact, ceea ce face imposibilă o analiză exactă a secţiunii. Din fericire navele oceanografice moderne sunt dotate cu dispozitive speciale: graţie elicelor laterale ele pot fi "poziţionate dinamic". Diverse alte dispozitive permit, printre altele, anularea efectelor hulei la adâncimea de prelevare. Maşinile, comandate de ordinatoare, pot suprima deriva şi prin urmare asigurarea unui eşantion perfect.

În momentul în care buteliile de prelevare parvin în laboratoare pentru a fi analizate, pe navă încep şi greutăţile. Din cauza ruliului este aproape imposibil să se recurgă la metodele comune. Oceanografii, pentru a elimina aceste inconveniente, au pus la punct o serie de reactivi care le pot da, prin citirea directă, informaţii utile. Metoda este folosită cu acelaşi succes şi în limnologie.

Când se studiază temperatura diferitelor strate aflate la adâncime, mai ales în condiţiile dificile de prelevat (hule, valuri puternice etc.), se utilizează, de cele mai multe ori, batitermograful. Acesta, este capabil, la adâncimea pe care o dorim, să noteze în orice moment temperatura apei pe care o traversează. Totodată, la această aparatură se pot ataşa şi buteliile Nansen aşa-încât să se poată obţine informaţii corespunzătoare asupra chimismului stratelor întâlnite.

Studiile de oceanografie fizică constituie baza, fundamentul, tuturor ştiinţelor oceanice, dar şi hidrologice. Fără cunoaşterea temperaturii şi salinităţii diverselor strate de apă ale mării, nu se pot avansa idei şi nu se poate explica propagarea undelor acustice din ocean; metodele de explorare cu sonar permit obţinerea celor mai senzaţionale descoperiri.

Fără cunoaşterea corectă a fizicii apelor, la adâncimi diferite, se vor interpreta greşit şi fenomenele legate de oceanografia dinamică, mai ales a curenţilor de suprafaţă şi de adâncime. Fizica stratelor acvatice determină prezenţa sau absenţa vieţuitoarelor.

5.b.7.2. Marea şi atmosfera

Declanşarea proceselor meteorologice influenţează procesele hidrologice. Prin evaporare se înţelege fenomenul prin care apa, prezentă în formă lichidă la suprafaţa Terrei, se transformă în vapori. Procesul invers a primit numele de condensare.

Evaporaţia medie la suprafaţa Terrei, luată în totalitatea sa, este de cca.100 cm/an.

Cu toate acestea, foarte puţină apă sub formă gazoasă se găseşte în permanenţă în atmosferă, norii fiind alcătuiţi din mici picături de apă în stare lichidă, sau din cristale de gheaţă care mai apoi se pot transforma în ploaie sau zăpadă. Distanţa în timp, foarte mică, a acestui ciclu, este evidentă în unele regiuni tropicale. S-a demonstrat că apa evaporată dimineaţa din cadrul bazinelor Amazon şi Zair, se reîntoarce sub formă de ploaie la suprafaţa pământului înainte de căderea serii a aceleiaşi zile.

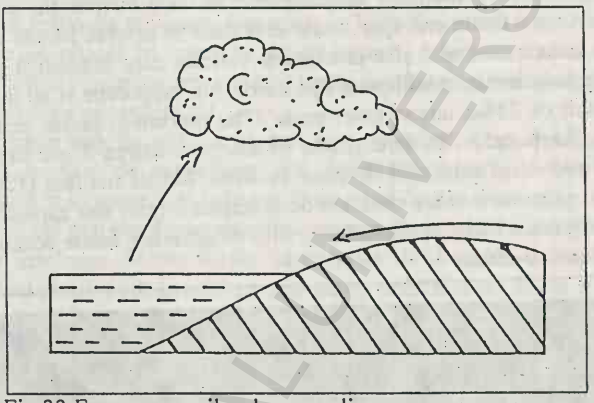


Fig.33 Formarea norilor de aerosoli

Evaporarea, la suprafaţa mării, depinde, în cea mai mare măsură, de temperatura ambiantă. Ea variază mult în funcţie de vânt şi de agitaţia apei (valuri). În timpul furtunilor, deferlarea lamelor şi frecarea vântului cu apa creează aerosoli, adică un fel de nori alcătuiţi din picături microscopice de apă (fig.33). În aceste condiţii, pe enorma suprafaţă de separaţie dintre aer şi apă, creşte considerabil indicele de evaporare. Acesta, este mai ridicat în mările agitate, comparativ cu zonele oceanice calme aflate la latitudini medii.

Aerosolii de apă sărată influenţează vegetaţia de coastă, mai ales plantele agricole şi creşterea animalelor (este intrată deja în circulaţie formula "oi de pajişti sărate"). În general, picăturile de apă (diametrul lor variază între 0,5 - 50 miimi de milimetru, iar salinitatea medie se ridică la 35‰) îşi măresc numărul odată cu asaltul uscatului deoarece vântul suflă în direcţia continentului.

Aerosolii se deplasează în atmosferă ca particule foarte fine de apă, se ridică şi se amestecă în nori. Fenomenul se atenuează odată cu avansarea spre interiorul continentului. În unele regiuni fenomenul se simte chiar şi la distanţe de 1.000 km de coastă. În ţinuturile occidentale, unde pluviozitatea este puternică, această apă se reîntoarce rapid în mare. În regiunile semiaride, din contră, sărurile rămân; ele se acumulează în nisip sau chiar în legume şi fac să crească sterilitatea biotopului.

Una din caracteristicile cele mai stranii a picăturilor de apă sărate, cărate de vânt, este că la începutul fenomenului ele prezintă concentrații de săruri diferite de cele ale apei marine. Sodiul se găsește din abundență în raport cu clorul, iar indicele iodului poate fi de mii de ori mai mare ca cel din ocean.

Acest lucru explică probabil și existența unor "anomalii" geologice precum prezența depozitelor foarte bogate în iod din deșertul Atacama (Chile).

5.b.7.3.Apele sărate și dulci

Salinitatea apei marine variază de la un bazin oceanic la altul, în funcție de intensitatea evaporației locale, de aportul fluviilor în apă dulce, sau în funcție de aporturile submarine de ape juvenile din regiunile vulcanice.

În ceea ce privește fenomenele de evaporație și cele ale precipitațiilor, există o diferență variabilă între ceea ce se petrece pe mare și pe uscat. Deasupra ariilor continentale, evaporarea și precipitațiile sunt în mare parte echilibrate, singura excepție constituind-o regiunile ecuatoriale unde aportul oceanic permite ploilor să depășească cu 40% cifra evaporării. Pe mare există două zone, corespunzătoare latitudinilor anticiclonale, în care evaporația atinge valori superioare precipitațiilor. Aceste fenomene apar foarte clar dacă se privesc hărțile oceanice cu distribuția salinității. Din cauza insolației și a presiunilor ridicate care împiedică precipitațiile, regiunile anticiclonale de la latitudini medii pierd apă dulce prin evaporație și au indici ai salinității foarte ridicați (mai mult de 35‰, uneori chiar peste 37‰ precum în partea centrală a Oac. Atlantic). Mările închise, foarte calde, ca de exemplu Mediterana, Marea Roșie sau Golful Arabo-Persic, prezintă indici record ai salinității de până la 40‰. Mările nordice (Baltică, Bering, Ohotsk, Golful Hudson) primesc o mare cantitate de precipitații (ploi sau zăpezi), iar în ele debușează numeroase fluvii, acest lucru explicând și gradul de salinitate foarte scăzut, uneori mai puțin de 10‰ (Golful Botnic 3-5‰).

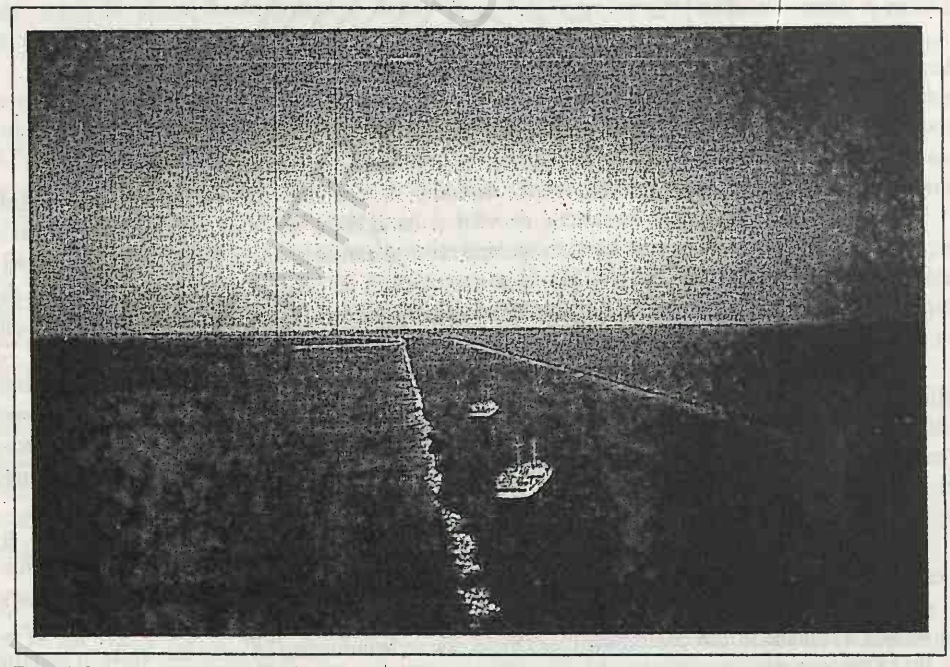


Foto 5 Separarea apelor fluviale de cele marine - gura brațului Sulina (dreapta Baia Musura)
Foto Gh. Romanescu

Fluviile uriaşe fac să se simtă influenţa lor până la mari distanţe în cadrul mării. Amazonul, cel mai puternic dintre ele, poate transporta apa dulce până la cca.300 km şi chiar 500 km în larg. Această apă poate fi băută şi la 50 km de ţărm, fiind deviată spre NV de Curentul Ecuatorial. Acelaşi fenomen se poate observa şi la gurile altor fluvii uriaşe: Zair, La Plata, Chang Jiang, Mississippi etc. (foto.5).

Apele dulci şi cele sărate se amestecă doar în cazul în care sunt agitate împreună. Când nu se petrece acest fenomen îşi fac apariţia două straturi suprapuse: apa sărată trece sub cea dulce, care este mai puţin densă, fenomen ce apare adesea în regiunile din apropierea gurilor fluviale. Apa dulce a fluviilor avansează în mare sub forma unei limbi omogene, până la distanţe foarte mari în largul mării. În ţinuturile polare, atunci când banchiza se scufundă şi se topeşte, apar ape puţin sărate, care uneori sunt bune şi de băut.

Datorită fluviilor, gheţarilor şi a cantităţii mici de energie solară pe care le primesc mările arctice (mai ales cele care mărginesc Antarctida), indicele de evaporaţie şi de salinitate la suprafaţă este foarte scăzut. Totuşi, formarea banchizei, pe timp de iarnă, nu face altceva decât să crească salinitatea: gheaţa de mare este sărată, dar într-o proporţie mai mică decât restul apei locale. Acest fenomen provoacă formarea, la latitudini mari, a unor enorme mase de apă foarte densă care se afundă în ocean şi se deplasează, prin intermediul unor imenşi curenţi ascunşi, până în cadrul regiunilor tropicale. Curenţii de adâncime din apropierea Antarctidei urcă uneori până în emisfera septentrională.

Locurile unde apa de adâncime urcă spre suprafaţă, bogată în sedimente şi materie organică, poartă numele de upwelling. Ele reprezintă locuri de binefacere pentru toate vieţuitoarele marine şi în consecinţă cele mai bune situri de pescuit.

Indicele cu cel mai mare grad de salinitate se întâlneşte în bazinele marine cvasiînchise şi puternic expuse insolaţiei. Marea Roşie, înconjurată de deşerturi aride, supusă unei intense evaporaţii, unde nu plouă decât în mod excepţional şi unde nici un fluviu de mare importanţă nu debuşează, bate toate recordurile în această privinţă: salinitatea medie atinge 40‰. Pentru Marea Mediterană salinitatea este de 39‰, iar construcţia de la Assouan are deja o influenţă sensibilă asupra salinităţii bazinului său oriental prin faptul că aceasta este în creştere. La celălalt capăt al scării, în Golful Botnic din Marea Baltică, se găseşte apă mai mult salmastră decât sărată, aceasta având o salinitate <5‰.

Simpla consultare a unei hărţi cu distribuţia salinităţii arată câteva anomalii interesante: Oceanul Atlantic este mai sărat ca Oceanul Pacific, mai ales în regiunea cuprinsă între Ecuator şi latitudinea de 40°N. Pentru acest fenomen au fost date mai multe explicaţii: probabil că alizeele transportă peste Istmul Panama mari cantităţi de apă dulce ce se evaporă deasupra Atlanticului; în regiunile unde apa evaporată din Pacific ar trebuii să ajungă în Atlantic, ea este împiedicată să treacă în celălalt bazin de către Munţii Stâncoşi sau Cordiliera Andină (bariere comparabile nu există în estul Oceanului Atlantic pentru Europa sau Africa).

Variaţiile de salinitate permit proliferarea florei şi faunei marine. Organismele care suportă mari variaţii de concentrării în săruri ale mediului lor ambiant poartă denumirea de eurihaline; este cazul marii majorităţi a migratorilor, adică a somonului, heringului, anghilelor etc. Din contra, plantele şi animalele care depind de un indice precis al salinităţii şi care mor dacă acesta se schimbă, sunt numite stenohaline. Printre acestea se pot număra diverse specii de moluşte, crustacee, bureţi şi echinoderme. Cei mai exigenţi la aceste schimburi sunt consideraţi a fi coralii care nu trăiesc decât în locurile unde salinitatea este constantă şi ridicată, şi unde, printre altele, temperatura apei este de >20°C, apa limpede şi insolaţia foarte favorabilă.

5.b.7.4. Apa dulce din cadrul mării

Pentru a putea călătorii spre "cele şapte mări" vechii navigatori trebuiau să cunoască locurile unde ei ar fi putut "găsi apă". Pentru aceştia, era o chestiune de viaţă şi de moarte. Prin

urmare, gurile marilor fluvii au fost rapid reperate şi foarte exact trecute pe hărţi. Totuşi, apa pe care o găseau, nu era de cea mai bună calitate, prezentându-se, de cele mai multe ori, sub formă mâloasă sau poluată. Marinarii ştiau că în anumite locuri privilegiate puteau găsi apă dulce, de foarte bună calitate, chiar în cadrul mării.

Astăzi, există chiar o ramură a hidrologiei care se ocupă cu această problemă. Importanţa unei asemenea cercetări apare evidentă în ţările unde o mică parte din an populaţia se stabileşte pe coastele oceanice.

Marinarii cunoşteau faptul că în caz de naufragiu pe o insulă deşertică se putea procura apă dulce doar prin simplul fapt de a săpa o groapă în nisipul plajei situată deasupra nivelului mareei înalte. Realitatea demonstrează că nu este vorba de o adevărată apă dulce, ci de un lichid uşor salmastru.

Proprietarii unei case sau cabane situate pe ţărmul mării îşi pot furniza singuri apa potabilă prin săparea unui puţ foarte adânc. Totuşi, în regiunile costiere urbanizate, pânza de apă freatică este, într-o mare parte a timpului, epuizată deoarece pompele electrice au golit-o dat fiind faptul că au fost forate puţuri din ce în ce mai adânci. Atunci când se pompează intens şi foarte adânc, se atinge stratul inferior al pânzei, care este sărat, şi astfel se sterilizează puţul. Acest fenomen s-a petrecut deja în unele regiuni ale Terrei. Situaţia este mai dramatică atunci când intervin şi poluanţii (hidrocarburi, detergenţi etc.).

Explicaţia existenţei straterlor de apă dulce atât de aproape de mare ţine de regula ce poartă numele de "Legea Chyben - Herzberg". Această lege se fondează pe principiul că apa de mare, prin faptul că deţine o mare cantitate de săruri (media de 35‰), este mai densă decât apa dulce: 1.026 g/dm^3, faţă de 1.000 g/dm^3 pentru apa pură. În condiţii normale, adică în afara tuturor agitaţiilor, apa dulce, mai uşoară, pluteşte pe stratul de apă sărată.

În formaţiunile permeabile cu nisipuri costiere, ploaia care cade şi penetrează în sol, formează un strat superficial care nu se amestecă cu apa sărată subiacentă venită din mare. Punctul de joncţiune a celor două strate este situat la nivelul mediu al mării.

Atunci când cantitatea de apă provenită din precipitaţii este foarte mare, izvoarele de apă dulce vor ieşi la suprafaţă chiar pe plaje. Sub straterle de apă dulce apa mării se infiltrează în nisip potrivit termenilor Legii Chyben-Herzberg, care spune că pentru fiecare metru de apă dulce care se ridică deasupra nivelului mării, apa sărată coboară mai jos cu 40 m. Atunci când se pompează o cantitate foarte mare de apă dulce, într-o formaţiune de acest tip, apa sărată ia locul apei dulci şi determină apariţia unui con de depresiune. Turbulenţa indusă prin pompaj amestecă rapid cele două lichide.

Totuşi, unele izvoare cu apă dulce, de mare importanţă, nu se găsesc pe uscat ci în larg. Chiar grecii, din perioada antică, etruscii şi romanii, le-au reperat în cadrul Mării Mediterane ca fiind adevărate "fântâni de apă dulce". Acelaşi fenomen se poate observa în mai multe regiuni ale Terrei, cunoscute foarte bine şi de vechii marinari, mai ales în Golful Arabo-Persic, Golful Mexic (largul Yukatanului), în apropierea Cubei, Floridei, Bahamasului şi a mai multor insule din Oceanul Pacific (Samoa, Caroline etc.).

Înainte de dezvoltarea uzinelor de desalinizare a apei de mare, unica sursă de apă dulce din insula Bahrein (situată în Golful Arabo-Persic) era o fântână submarină situată la o oarecare distanţă faţă de ţărm. Băştinaşii se puteau aproviziona cu preţiosul lichid ajungând la locul izvorului cu bărcile în care se încărcau sacalele confecţionate din piei de capră. Acestea erau umplute cu ajutorul unor ţevi care se scufundau în apa mării până la izvorul cu apă pură ca într-un puţ artezian. Izvorul din Bahrein este alimentat din ploile care cad în Munţii Arabiei, la o distanţă mai mare de 400 km.

În regiunile unde se întâlnesc aluviuni fluviale, apa se infiltrează, întâlneşte un strat impermeabil, după care iese din strat, canalizată uneori la o distanţă destul de mare de ţărm.

Într-un ținut calcaros apa dulce urmează canalele carstice de infiltrație și o conduc uneori sub nivelul oceanului. Cel mai adesea, acest gen de circuit acvatic s-a stabilit la o epocă geologică unde nivelul mediu al mărilor era mult inferior celui existent în zilele noastre. În acest din urmă caz, zona unde se produce ploaia care alimentează fântâna, poate fi situată la sute de kilometri distanță de resurgență.

Izvoarele de apă dulce care se găsesc în plină mare sunt foarte apreciate de populația locală, mai ales acolo unde prin apropiere se află regiuni deșertice.

Caracteristica comună a tuturor fântânilor submarine cu apă dulce este că acestea n-ar putea exista fără apariția unui soclu de roci calcaroase. Secretul acestui fenomen trebuie cercetat în istoria variației nivelului general al oceanelor.

În timpul perioadelor glaciare, atunci când nivelul mării era inferior cu 100 sau 150m față de nivelul actual, apa care se infiltra în terenurile calcaroase continentale putea să-și facă simțită prezența pe plajă. Acest gen de mișcare subterană se poate întâlni în toate formațiunile carstice. Atunci când nivelul mediu al mărilor s-a ridicat din nou, dată fiind topirea calotelor glaciare, rețeaua fină de drenaj subteran a continuat să funcționeze și apa de ploaie continuă aceleași trasee subterane, ajungând de data aceasta în mare.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL V Miturile şi legendele apei

Motto:
"Apa purificată este nimfeizată".
Gaston Bachelard, Apa şi visele, p.148

Un loc central, pe care la ocupat apa în miturile şi reprezentările omenirii, încă de la primele manifestări ale vieţii, a fost acela că a avut semnificaţia credinţei şi dorinţei, a păcii şi a violenţei, lapte a laptelui, intuiţia băuturii fundamentale" (Bachelard, 1942, 1997).

În cadrul vechilor cosmogonii "apele, mase nedefinite, reprezentau infinitatea posibilităţilor, conţineau tot ceea ce este virtual, informalul, germenul germenilor, toate promisiunile dezvoltării, dar în acelaşi timp şi toate ameninţările resorbţiei" (Chevalier, Cheerbrandt, 1969).

"Totul era apă, zic textele hinduse (...), Brahmanda, Oul lumii, este clocit la suprafaţa Apelor. În acelaşi fel, Adierea sau Spiritul lui Dumnezeu, în Geneză, este zămislit la suprafaţa Apelor (...). Noţiunea de ape primordiale, de ocean al originilor, este cvasiuniversală; ea se poate găsi până şi în Polinezia" (Chevalier, Cheerbrandt, 1969).

Mircea Eliade afirmă că "apele simbolizează substanţa primordială care dă naştere tuturor formelor şi în care revin prin regresie sau prin cataclism" (Eliade, 1964); el continuă: "Enorma difuzie a acestei cosmogonii şi structura sa arhaică indică o tradiţie moştenită din cea mai îndepărtată preistorie" (Eliade, 1976). Caracterul aformal al apelor le face să reprezinte virtualitatea tuturor formelor: ele preced totul şi suportă toată creaţia.

Introducerea în apă, în timpul botezului, simbolizează, de altfel, regresia în preformal, urmare a concepţiei ciclice a timpului, a unei noi naşteri: "O scufundare echivalează cu o disoluţie a formelor, o reintegrare în lumea nediferenţiată a preexistenţei, iar ieşirea din apă repetă gestul cosmogonic al manifestării formale" (Eliade, 1964). Pentru indivizi, botezul reprezintă moartea vechiului om şi renaşterea sa la o nouă calitate a existenţei: "Apele purifică şi regenerează deoarece ele anulează istoria". Apa este indispensabilă chiar şi riturilor de trecere. Mircea Eliade observă că: "Riturile lunare şi acvatice sunt orchestrate de acelaşi destin; ele comandă apariţia şi dispariţia periodică a tuturor formelor, ele dau devenirii universale o structură ciclică. Astfel, încă din preistorie, ansamblul Apă-Lună-Femeie era perceput ca circuitul antropocosmic al fertilităţii".

Referitor la alte tradiţii, "cosmogonia egipteană debutează cu emergenţa unui uscat din apele primordiale" (Eliade, 1976). În Egipt, Nilul s-a născut din oceanul primordial. Se aduceau sacrificii zeului Noun pentru a chema revărsările Nilului în vederea inundării văilor. Ra, şarpele zeu al Soarelui, născut dintr-un germen depus sub formă de lotus sau de ou, pe prima insuliţă de nisip ieşită din apele Nilului, pe care egiptenii îl calificau ca fiind "fluviul celest" sau "oceanul Soarelui" este apa sacră din care Osiris a reînviat. Osiris, fiul Soarelui şi al Cerului, a făcut cunoscute omului fructele pământului. Legenda povesteşte că asasinat de fratele său Seth (sau Typhon, fiul Terrei şi Cerului), bucăţile corpului său au fost aruncate hăt departe. Aceste bucăţi sunt găsite mai apoi şi asamblate prin grija soţiei Isis, care face astfel ca Osiris să învie. El zămisleşte un fiu, Horus, destinat să-l răzbune şi devine, după victoria sa asupra lui Seth, zeul binefăcător, garantul supravieţuirii omului, asigurând germinarea generaţiilor. El este asimilat Nilului şi "descris ca fiind Terra în întregime, sau comparat cu Oceanul care înconjoară lumea" (Eliade, 1976) (foto.6). În Egiptul faraonic cultul lui Osiris este dominant, faraonul defunct identificându-se cu Osiris, iar acela care domneşte, cu Horus. Plutarh, cel care relatează mitul lui Osiris, afirmă că "substanţa umedă care încă de la origine

a fost principalul generator al tuturor lucrurilor, a produs mai întâi cele trei elemente corporale: pământul, aerul şi focul" (Isis şi Osiris, 1922).

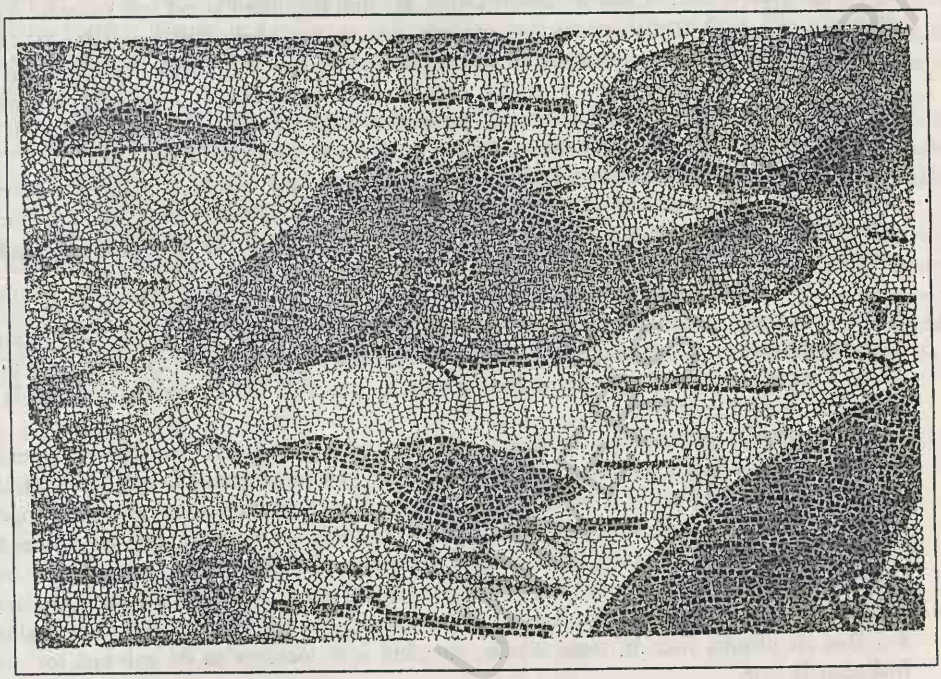


Foto 6 Scenă marină din regiunea Bizerte (Palatul Bardo din Tunis)

Foto Gh. Romanescu

Pentru sumerieni, ca mai târziu la akkadieni, cunoaşterea şi înţelepciunea veneau din mare. Tradiţia babiloniană numea oceanul "casa înţelepciunii". Oannčs, personaj mitic babilonian, jumătate om-jumătate peşte, ieşea în fiecare dimineaţă din mare pentru a-i învăţa pe oameni cunoştinţele esenţiale, adică scrierea, muzica, construirea de temple şi se reîntorcea în apă odată cu venirea serii.

Cosmogonia babiloniană cunoaşte şi ea haosul acvatic, oceanul primordial.

Fiinţa primordială a Indiei este Narâyana, cea care pluteşte pe apa primordială şi din care provine toată multitudinea de zei, precum şi istoria universului. Gange vine din cer pentru a purifica Terra, trecând prin părul zeului Shiva, care-l împiedică să deverseze, divizându-l în şapte torenţi ce curg spre mare. Devî, Marea Zeiţă, declară că locul naşterii sale este în interiorul oceanului. "Marea baie" din Mohenjo-Daro este, se pare, strămoşul lacurilor auxiliare din templele hinduiste (L'Eau aujourd'hui, 1990).

După Homer, la greci, toate lucrurile şi toţi zeii s-au născut în Ocean, "fluviul" imens ce înconjura lumea terestră şi care s-a căsătorit cu sora sa Tethys. Aceşta este părintele tuturor fluviilor; este bătrân ca "lumea" şi reprezentat sub forma unui om în vârstă ce stă aşezat pe valurile mării.

Cronos, fiul Terrei şi Cerului, îşi omoară tatăl al cărui sânge se amestecă cu apa mării dând naştere Afroditei, zeiţa Dragostei şi Apelor. Divinitate marină născută din spuma mării, ea reprezintă frumuseţea şi forţa vitală a apelor, iar cultul său va fi unul din cele mai

importante ale Antichităţii mediteraneene. Cei trei fii ai lui Cronos şi-au împărţit, la rându-le, universul: cerul pentru Zeus, infernul pentru Hades şi marea pentru Poseidon.

Poseidon este, printre divinităţile apei, cel mai important şi cel mai puternic. Furia sa imprevizibilă, binefacerile, ca şi capriciile sale, sunt ca imaginea mării: nesondabile, violente, sălbatice, în afara logicii umane. I-au fost consacrate numeroase temple, el fiind unul dintre zeii cei mai onoraţi de greci. Poseidon este, de asemenea, stăpânul fluviilor subterane, al insulelor şi ţărmurilor. El îşi guvernează imperiul avându-şi sediul pe fundul oceanului şi iese la suprafaţă pe carul său tras de doi cai cu coame de aur şi saboţi de bronz.

Poseidon este înconjurat de divinităţi minore, cum ar fi Nérée, şi-şi împarte puterile cu fiica acestuia din urmă, Anphitrite, soţia sa. Toate reprezentaţiile acestui panteon acvatic au în comun acest caracter neîndurător şi totodată jucăuş, dispensator de abundenţă de viaţă şi de moarte.

La Roma se adoptă majoritatea zeilor mitologiei greceşti, numai că li se modifică numele. La acest popor, terestru şi agricol, religia este ritmată, în primul rând, de anotimpuri şi de produsele solului; Poseidon devine Neptun şi dacă Neptunalele au loc, de obicei, în iulie, de data aceasta îi este consacrată şi luna februarie. Imperiul său se extinde şi în apele dulci (L'Eau aujourd'hui, 1990).

Popoarele germanice şi nordice (cele care ocupă peninsula Scandinavică, peninsula Iutlanda, insulele Mării Baltice şi nordul Germaniei), sunt reprezentate la origine ca o întâlnire între abisul de gheaţă şi cel al focului emiţător de nori arzători. Din acest amestec de opozanţi se nasc picăturile de apă, iar în urma condensării se formează apele călduţe ale primei fiinţe, Ymir, a cărui părţi din corp încorporează pământ, roci, mare, nori, cer, zeităţi. În ţara giganţilor, Aegir, este stăpânul mărilor. El personifică oceanul fără limite care, la Germani, încercuieşte Terra. Cu femeia sa Ran, el dă naştere la nouă fii: hula, valul, marea dezlănţuită etc. Ran îşi plimbă fiica în toate mările, atrăgând spre locuinţa sa de sub apă tot ceea ce întâlneşte în cale.

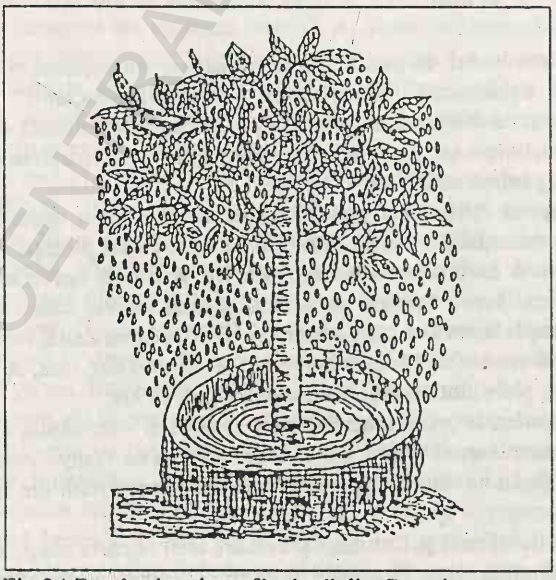


Fig.34 Bătrânul „arbore fântână" din Canaria

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Mymir este stăpânul fântânilor (de unde şi Fântâna Înţelepciunii care-i poartă şi numele), izvoarelor, lacurilor şi fluviilor (fig.34). În mitologia germanică zeii sunt muritori şi între ei se duc lupte interminabile ce au ca scop triumfarea luminii. Povestirile scandinave Eddas vorbesc despre un banchet al zeilor reuniţi pe fundul mării în Palatul Aegir, la sfadă în jurul ceaunului magic furat de Thor cu Ymir, recipient unde se fabrică elixirul tinereţii şi al invicibilităţii.

Miturile siberiene şi eschimose disting apele stătătoare, subterane, misterioase şi periculoase pentru om, apele curgătoare şi binefăcătoare – distincţie de altfel prezentă în multe culturi. Marea, tot timpul îngheţată, este locul morţii. Lupta între spiritele apei şi divinităţile uscatului este permanentă.

În preajma judeo-creştinismului, "Vechiul Testament" îşi celebra "magnificitatea apei" (Chevalier, Cheerbrandt, 1969): apa lavă este purificatoare; apa dezalterează, este salvatoare, stimulează, este dătătoare de viaţă. Apa, reprezintă eternitatea, fecunditatea, transparenţa, perfecţiunea, esenţa vieţii, adică spiritul. În creştinism apa reprezintă cunoaşterea, adevăratul izvor al vieţii, viaţa spirituală, sângele Chrîstului: "cine va bea apa pe care eu i-o voi da, nu-i va fi sete niciodată", spune Isus.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL VI HIDROGEOLOGIE

Motto:
"Cufundă-te în mine, ca să poți țâșni din mine".
Ștefan George, Grădinile suspendate

1. Caractere generale

Hidrogeologia este știința care se ocupă cu studiul apelor subterane; ea studiază originea apei, modul de alimentare, rocile cu rol acvifer existente în scoarța terestră, structurile geologice, tipul de zăcământ, condițiile de stocare, modalitățile de scurgere ale apei prin acestea, răspândire, proprietățile fizico-chimice ale întregului complex, gradul de poluare etc. În același timp, ea se preocupă de conservarea și exploatarea apei subterane.

Studiile hidrogeologice vizează managementul teritorial, estimarea corectă a resurselor de ape subterane (potabile, minerale, geotermale), optimizarea exploatării acestora, combaterea efectelor negative asupra exploatărilor miniere, a construcțiilor etc. (Zamfirescu, 1997).

Apele subterane au reprezentat tot timpul o importanță vitală. Primele fântâni pentru apă potabilă au fost săpate în Egipt și China antică.

Cu toate că izvoarele erau considerate ca ceva sacru, geneza acestora, și implicit a apelor subterane, a incitat cele mai luminate minți ale Antichității și Evului Mediu. Aristotel susținea teoria condensării apelor subterane care producea cea mai mare parte din apa ce se scurge prin izvoare. Majoritatea filozofilor antici considerau că apa de mare este condusă prin canale subterane în munți, unde este purificată și se reîntoarce sub formă de izvoare. Concepția că apa izvoarelor se formează în golurile subterane era o consecință a faptului că anticii greci erau familiarizați cu peșterile din ținuturile calcaroase, cu spațiile subterane mari, reci și întunecoase.

Marcus Vitruvius (sec.I î.Cr.) este primul care sesizează că apa subterană provine din infiltrarea apei de ploaie sau a zăpezii topite; el este practic precursorul teoriei infiltrării. Palissy B. este primul autor care, în 1580, elaborează prima lucrare unde arată că apele subterane provin din cele superficiale ce se infiltrează și apar sub formă de izvoare. Dovedirea infiltrării a fost realizată de lucrările lui Mariotté A. (1686) și mai apoi de cele ale lui Lomonosov M.V. (1750) care arată că mineralizația apelor subterane rezultă din interacțiunea apei cu rocile.

Bernoulli D. (1783) și Euler L. (1750) au stabilit mișcarea lichidelor, Chezy (1775) a determinat ecuația mișcării turbulente a apelor subterane, iar Darcy H. (1856) elaborează legea circulației apei în mediile poroase.

Prima lucrare cu caracter hidrogeologic din România este cea a lui Pop V., ce se referă la apele minerale din Transilvania. Drăghiceanu N. și Cucu-Starostescu N. au abordat problema apelor subterane din zona orașului București.

Prima hartă a apelor freatice, elaborată de Murgoci Gh.M. și Protopopescu-Pache E. (1907-1910), reprezintă zona Bărăganului; Geologul Macovei G. (1911-1913) a întocmit harta apelor freatice din Dobrogea.

Rezultate foarte bune, în privința folosirii apelor subterane, s-au obținut între cele Două Războaie Mondiale. Primele studii exhaustive sunt întocmite pentru orașele București, Iași, Craiova, Ploiești etc. După anul 1950, pe lângă întreprinderile specializate în prospectare și exploatare, s-a format și un colectiv de cercetare în cadrul Institutului Național de Meteorologie și Hidrologie.

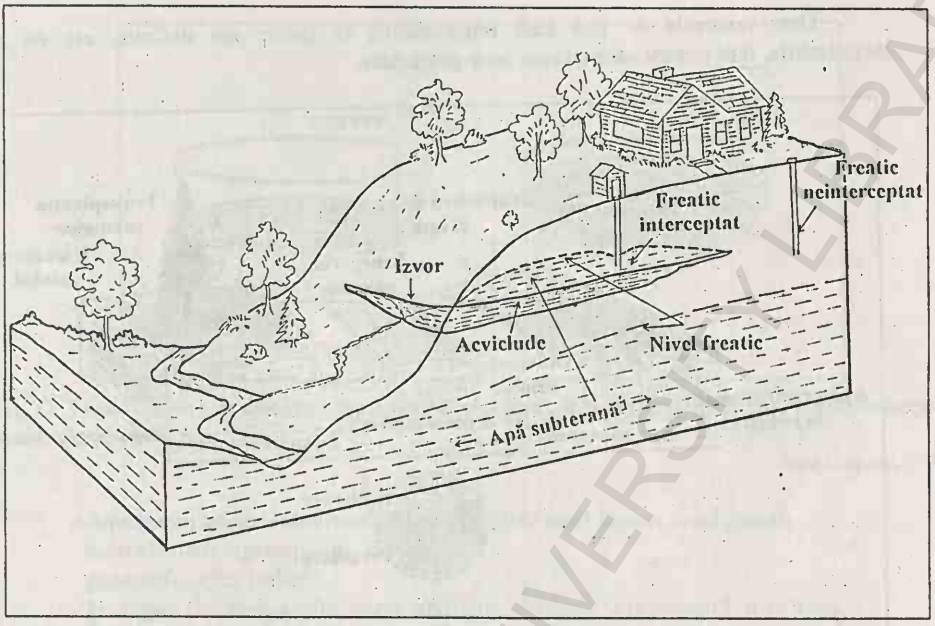


Fig.35 Repartiția apelor subterane în sectoarele cu intercalații argiloase

Ca urmare a complexității sale, hidrogeologia este o știință pluridisciplinară ce se bazează pe munca în echipă a numeroși specialiști din domenii conexe: geologie, hidrologie, geomorfologie, hidrodinamică, pedologie, meteorologie, geochimie, geofizică, exploatarea zăcămintelor, agronomie, chimie, fizică etc.

În cadrul scoarței terestre apa joacă trei roluri esențiale:

a. Apa, substanță minerală

Rocile care conțin cea mai mare cantitate de apă sunt cele sedimentare: nisipul, calcarul, pietrișul etc.; la acestea se pot adăuga și rocile vulcanice sau metamorfice, dar cu o cantitate mai mică.

Rocile care permit reținerea apei sunt cunoscute sub denumirea de *roci acvifere*, în timp ce rocile care nu permit reținerea apei sunt cunoscute sub denumirea de *roci acvifuge*. Stratele saturate, foarte slab conducătoare de apă subterană, din care nu se pot extrage economic cantități apreciabile de apă, poartă numele de *acviclude* (fig.35).

Din acest punct de vedere apa trebuie studiată în două maniere: în laborator, pe eșantioane, în vederea determinării proprietăților fizice, mecanice și chimice; direct în zăcământul subteran pentru a o localiza și dimensiona în vederea exploatării.

B. Apa, agent geodinamic și geochimic

Sub influența gravitației, apa este un vehicul ce transportă substanțele minerale din scoarța terestră, dar și între atmosferă și sol. Ca urmare a lichidității sale apa are proprietatea dizolvării și punerii în suspensie a altor substanțe minerale, permițând astfel transportul și dispersia lor.

Prin proprietățile deținute, apa joacă, în același timp, și rolul de propagare a poluării. În lipsa apei, poluarea este condamnată să ocupe un spațiu restrâns (Grande Encyclopédie Alpha des Sciences et des Techniques, 1976).

c. Apa, resursă minerală regenerabilă

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Deşi resursele de apă sunt regenerabile, în limite net definite, ele nu sunt şi inepuizabile, fapt pentru care trebuie bine gestionate.

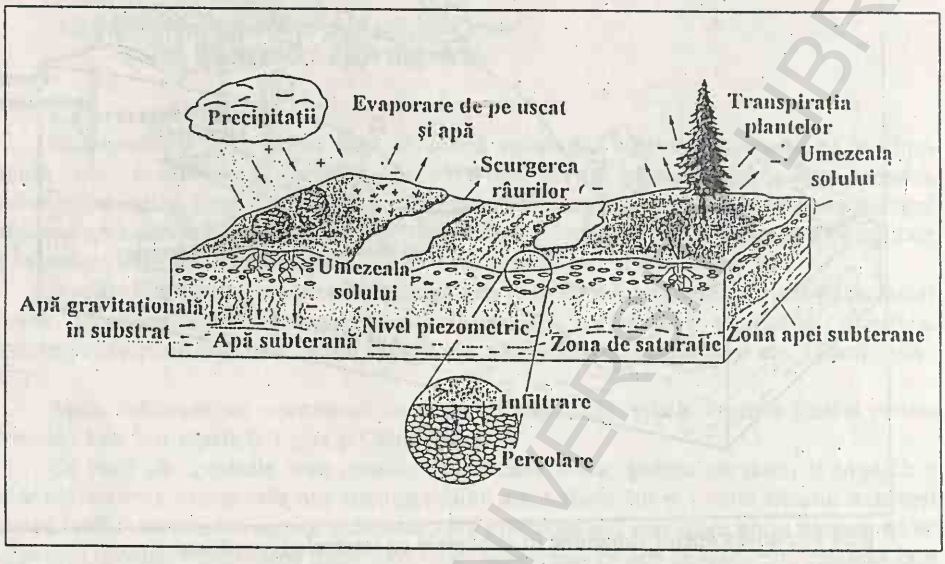


Fig.36 Mediul sol-apă şi circulaţia apei în mediile saturate

1.a. Avantajele apelor subterane

În raport cu apele de suprafaţă, cele subterane prezintă numeroase avantaje:

- au o extindere mult mai mare în suprafaţă, comparativ cu râurile, adică o repartiţie geografică mai bună;

- fiind protejate de poluare prin stratele acoperitoare, apele subterane prezintă o calitate mai bună; proprietăţile lor fizico-chimice sunt sensibil constante, de unde şi efectuarea unor economii notabile asupra costului tratării apei;

- acviferul constituie un adevărat rezervor natural, întocmai unui baraj de suprafaţă, numai că de data aceasta este acoperit.

Pentru o înţelegere mai bună a originii şi mişcării apei subterane, este utilă studierea circuitului general al apei pe Glob.

În natură, după cum bine se ştie, apa se prezintă sub trei forme: gazoasă, lichidă şi solidă. Totodată, ea ocupă două medii distincte: la suprafaţă şi în interiorul scoarţei.

Pe continente, se pot separa două circuite ale scurgerii; suprafaţa topografică, în cazul de faţă, constituie un franj de contact şi de repartiţie:

- un circuit rapid, care se desfăşoară la suprafaţa continentelor; se poate manifesta pe un interval de timp scurt (de la câteva ore la câteva zile); urmează sistemul: precipitaţii – scurgerea de suprafaţă – cursuri de apă – ocean;

- un circuit lent, întârziat, mult mai complex, care se desfăşoară în acvifer (subteran); se poate manifesta pe câţiva ani, până la sute de mii de ani; urmează sistemul: precipitaţii – infiltraţie – scurgere subterană – emergenţă – curs de apă – ocean; scurgerea de faţă stă la originea debitului cursurilor de apă în absenţa precipitaţiilor (corespunde debitelor mici ale etiajului).

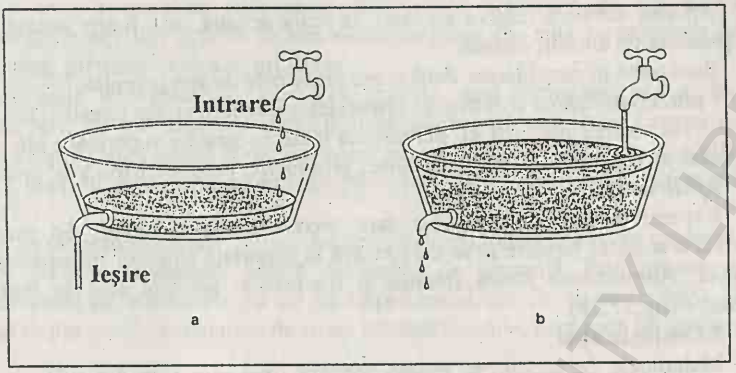


Fig.37 Relaţia dintre acumularea apei, input şi output: a-input mai mare ca output; b-output mai mare ca input

după Leopold, 1997

Alimentarea apelor subterane depinde de cinci mari factori condiţionali:
- hidroclimatici (precipitaţii, evaporaţie);
- geomorfologici (relief);
- geologici (litostratigrafie, permeabilitatea verticală şi orizontală, structura);
- hidrogeologici ai solului;
- natura cuverturii vegetale (fig.36).

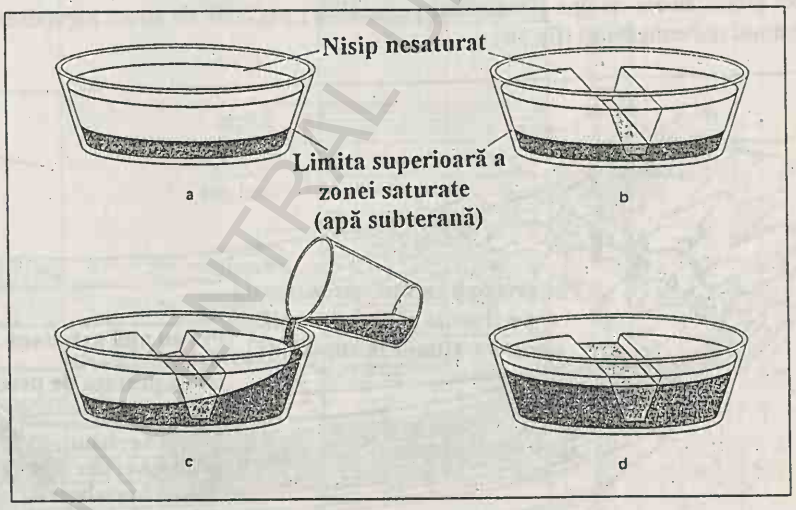


Fig.38 Relaţia dintre nivelul apei freatice şi gradul se saturare

după Leopold, 1997

1.b. Apele care alimentează pânzele subterane

Apele juvenile

Sunt apele care se manifestă prin emisia de vapori ce provine din erupţiile vulcanice, gheizere, mofete, izvoare termale etc.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Aportul acestora (câțiva km^3/an), la scara actuală, este foarte scăzut; pe termen lung poate prezenta un anumit interes.

Sunt luate în considerare două surse principale de ape juvenile:

- prin cristalizarea și formarea mineralelor direct în crusta terestră (cca.3 km^3/an);
- prin răcirea magmei ce penetrează local în straturile superioare ale scoarței terestre (ex: o masă de magmă de 1.000m grosime, prin răcire, produce 1 mil.km^3 apă/an/km^2).

Apele vadoase

Reprezintă totalitatea apelor care provin din precipitații. Se manifestă în zona nesaturată a scoarței terestre și se cantonează la suprafața stratelor impermeabile ca urmare a infiltrației. Alimentează pânza freatică și fluctuațiile acesteia sunt în legătură cu debitul alimentator (fig.37,38).

2.Geologia apei

Materialele ce alcătuiesc scoarța terestră (mai ales cele din sol), au proprietatea, la diverse grade de temperatură, în funcție de natura litologică, de înmagazinare și favorizare a scurgerii apei subterane și mai apoi de restituire. Sărurile solubile existente în litosferă contribuie la definitivarea compoziției chimice a apelor. Printr-un criteriu de calitate se limitează zonele de exploatare. Materialele în cauză alcătuiesc stratele litologice cunoscute sub numele de formațiuni geologice.

2.a. Apele subterane din bazinele sedimentare

Repartiția verticală și extinderea orizontală a apelor subterane depind, în primul rând, de caracteristicile geologice ale scoarței terestre.

Repartiția verticală a apelor subterane

O secțiune verticală într-un pachet de roci sedimentare scoate în evidență o succesiune de roci producătoare de apă (formațiuni permeabile), separate de strate neproductive de apă (formațiuni impermeabile) (fig.39).

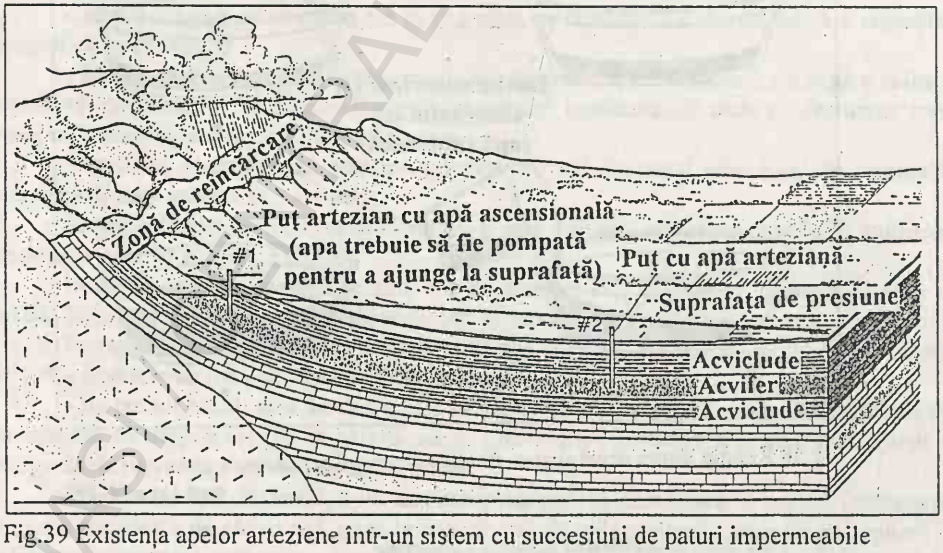


Fig.39 Existența apelor arteziene într-un sistem cu succesiuni de paturi impermeabile

după Tarbruck, Lutgens, 1993

Formațiunile permeabile adăpostesc zăcămintele subterane de apă cunoscute sub denumirea de strate acvifere (pânze de ape subterane); acestea sunt reprezentate de nisipuri, nisipuri argiloase, pietrișuri, calcare, gresii etc.

Formațiunile impermeabile, mai ales argilele, deși înmagazinează și ele cantități importante se apă, nu pot alimenta puțurile deoarece separă acviferul. Contrar unei opinii curente ele nu sunt perfect etanșe și rar alcătuiesc ecrane complet izolatoare în acvifere. Viteza de scurgere a apei, în cadrul unei asemenea formațiuni, este foarte lentă (câțiva milimetri/an sau cm/secol).

În rocile cu permeabilitate redusă (rocile semipermeabile) apa nu se captează, deși sunt traversate de aceasta; fenomenul poartă denumirea de drenanță. Prin urmare, nu trebuie confundat termenul de etanșeitate cu cel de impermeabilitate (în cazul de față). Existența a două sau mai multe acvifere, separate de strate semipermeabile, formează un acvifer multistrat (fig.40).

Ca urmare a studiilor întreprinse de geologi, s-a remarcat faptul că rocile impermeabile de pe continente au o frecvență foarte mică. Prin urmare, diferitele acvifere ale unui bazin sedimentar constituie un complex hidrogeologic unic.

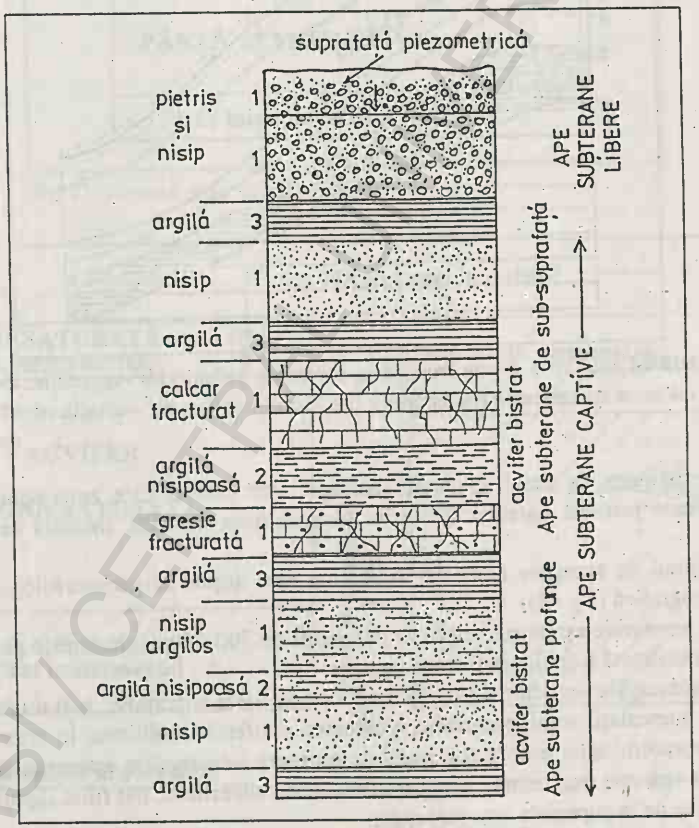


Fig.40 Repartiția verticală a apelor subterane: 1-formațiune permeabilă; 2-formațiune semipermeabilă; 3-formațiune impermeabilă.

BCU IASI / CENTRU VECHI / LIBRARY

În funcție de adâncimea zăcământului de apă, se pot distinge, de jos în sus, trei zone de ape subterane: ape subterane de adâncime (izolate de strate impermeabile); ape subterane de subsuprafață (între strate semipermeabile sau impermeabile, dar care sunt alimentate de apele vadoase); ape subterane libere (localizate în primul acvifer, imediat sub suprafața topografică a solului).

Zona apelor subterane libere (acvifere libere), care se desfășoară între suprafața topografică și câțiva zeci de metri adâncime, întreține relații directe cu apele de suprafață: precipitații, cursuri de apă, lacuri, torenți, mlaștini etc. (fig.41).

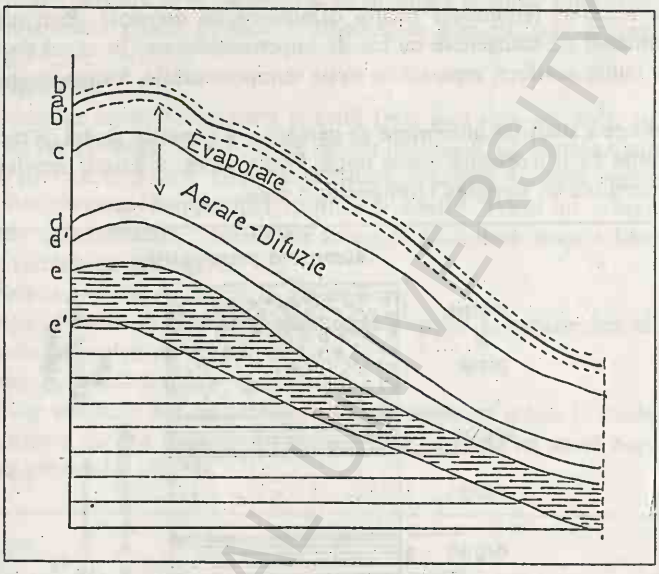


Fig.41 Penetrarea apei spre pânza freatică: a-suprafața solului; bb'-vegetație; c-limita zonei de evaporare; cd-zona de tranziție (de aerație); d'e'-franj capilar; ee'-variația nivelului pânzei
după Trombe, 1969

Interacțiunea cu aerul și mediul biologic sunt active. Este zona schimburilor unde apele subterane primesc caracteristicile lor hidrochimice de bază, inclusiv cele ale poluării (fig.42).

Regimul de scurgere al apelor subterane este impus de geomorfologie, mai ales de rețeaua hidrografică (fig.43).

Sub acviferele cu pânză activă, la adâncimi de 200-300m, structurile geologice impun prezența generalizată a apelor subterane captive.

Comunicațiile verticale dintre formațiunile acvifere suprapuse, mai mult sau mai puțin separate de intercalații semipermeabile, alcătuiesc acviferele multistrat. În acest caz influența factorilor geomorfologici asupra regimului de scurgere subterană se estompează. Regenerarea resurselor de apă este mai redusă, comparativ cu zona superioară, dat fiind faptul că aportul de apă ce provine de la suprafață este mai redus.

În zona cea mai adâncă doar structura geologică generală a bazinului impune regimul apelor subterane; în cazul de față transferul vertical este mai important față de cel lateral.

Repartiția în suprafață (laterală) a apelor subterane

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Extinderea laterală a acviferelor este strâns legată de caracteristicile litostratigrafice şi structurile regionale.

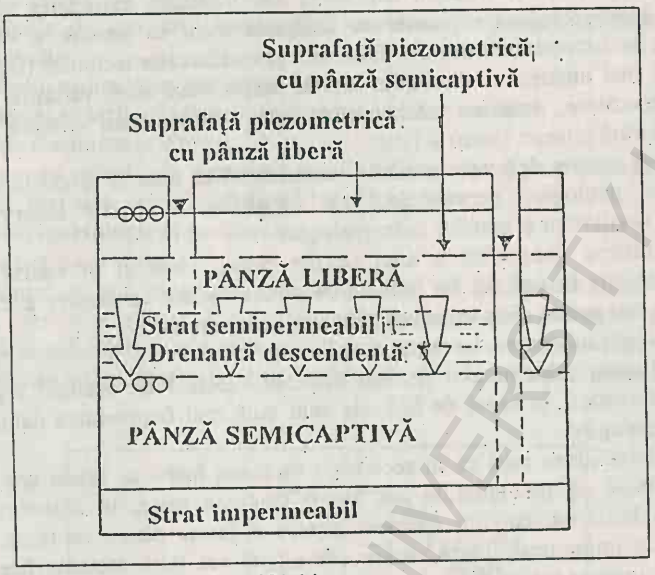


Fig.42 Schema unui acvifer bistrat

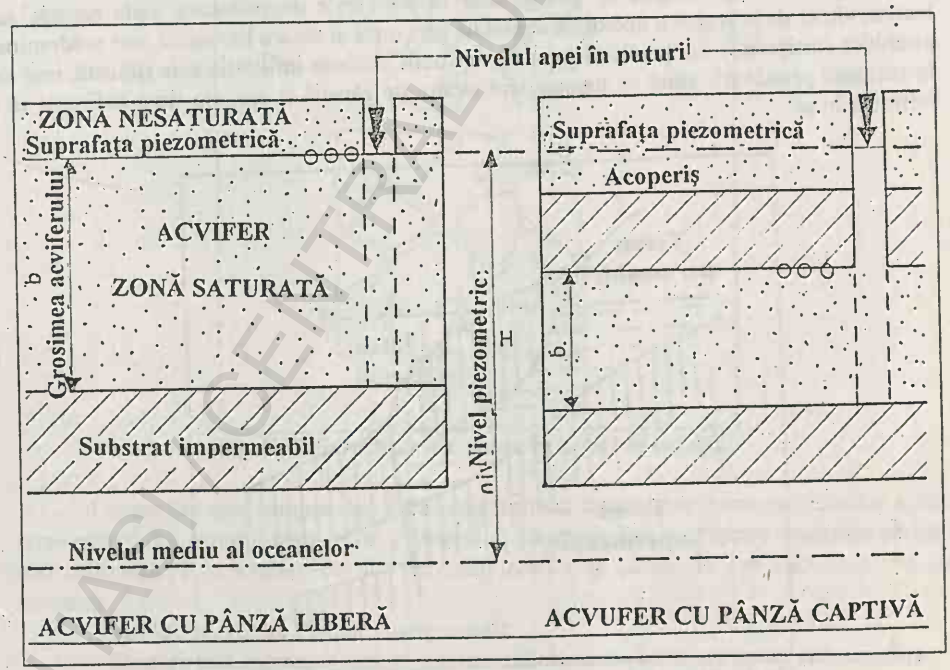


Fig.43 Tipuri hidraulice de acvifere

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dispoziția formațiunilor geologice în "vraf de farfurii" (sinclinale suspendate), deformată de pliseuri și fracturi, determină sau limitează extinderea pânzelor subterane. Structurile hidrogeologice regionale se complică local ca urmare a variațiilor litologice determinate de discontinuitățile de sedimentare și accidentelor tectonice (fig.44).

Cele mai importante discontinuități de sedimentare sunt: variațiile laterale de facies, lacunele depozitare, eroziuni vechi discordante, transgresiuni marine etc.. Accidentele tectonice cuprind pliseuri (cute) și falii.

Hidrogeologia definește unitățile litostratigrafice care la rându-le determină apariția formațiunilor geologice permeabile. Prin identificarea rocilor rezervor se facilitează delimitarea acviferelor și zonelor hidrogeologice.

Delimitarea geografică a unui acvifer poate, chiar și în cadrul unor formațiuni permeabile bogate în apă, să fie limitată de natura rocilor ca urmare a dizolvării sărurilor solubile care dau apelor dintr-un anumit loc o utilizare improprie.

2.b. Apele subterane din regiunile montane

Localizarea zăcămintelor de ape subterane ascultă de aceleași legi ca și cele din bazinele sedimentare. În cazul de față, ele sunt mult mai fragmentate datorită complexității structurilor geologice.

Este falsă ideea cum că în sectoarele montane înalte ar exista ape subterane foarte bogate. Cu toate că precipitațiile cad într-o cantitate mare, la altitudini ridicate, apele subterane nu întrunesc condiții adecvate pentru a forma pânze continue. Obstrucția este determinată de impermeabilitatea rocilor (de obicei roci tari, metamorfice sau vulcanice), panta mare, scurgerea rapidă etc.

Ape subterane bogate se găsesc doar în sectoarele depresionare unde pantele sunt reduse, viteza de scurgere a apelor de suprafață este mică și natura litologică este predominant psamitică (nisipoasă) sau psefitică (pietriș). În rocile poroase infiltrația este ridicată, mai ales în perioada primăverii când se topește lent stratul de zăpadă și apa are timp suficient să se infiltreze în sol.

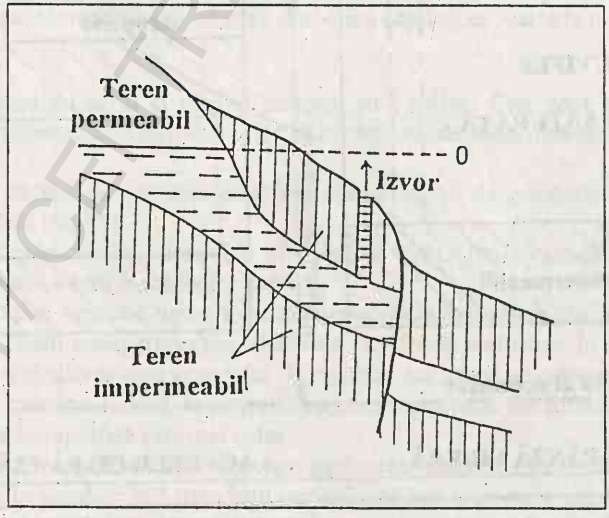


Fig.44 Pânze subterane în structuri faliate

2.c. Apele subterane din regiunile de soclu

În regiunile de soclu apele subterane sunt mult mai rare, comparativ cu cele existente în bazinele sedimentare.

Zăcămintele de apă sunt locale, fără extensiune regională, dispuse în trei tipuri principale de structuri:

- formațiuni sedimentare compacte (sau tari);
- formațiuni superficiale (arene, strate alterate, aluviuni etc.);
- zone de fracturare și strivire.

Contrar unor opinii, apa subterană circulă și în aceste regiuni până la adâncimi mari, fapt demonstrat, mai ales, prin studiul galeriilor și tunelurilor.

3.Studiul morfologic al acviferelor

3.a. Definiția acviferului

Zăcământul de apă subterană, utilizat ca izvor de apă, poartă denumirea de acvifer (*aqua* = apă; *fero* = a aduce). Un acvifer este o formațiune geologică permeabilă care înmagazinează în golurile sale apa care circulă prin acestea, cu o viteză semnificativă, și care este susceptibilă de a fi extrasă în cantități apreciabile prin intermediul mijloacelor de captare (fig.45,46).

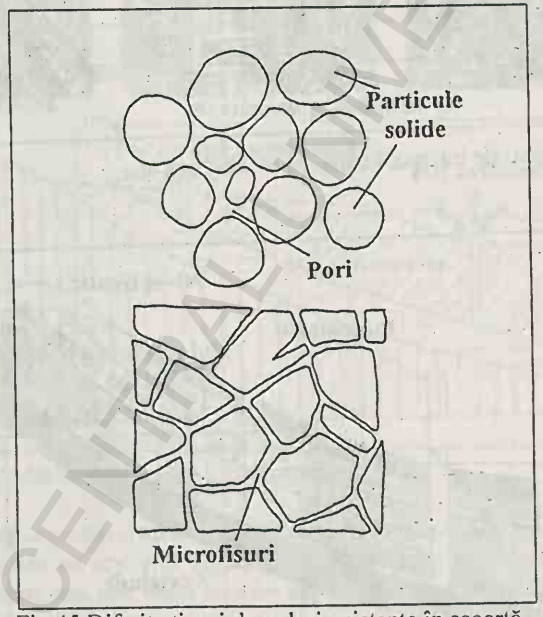


Fig.45 Diferite tipuri de goluri existente în scoarță

Un acvifer este compus din: roca rezervor (sub forma unor trame sau schelete solide), reprezentată din grăunții nisipurilor, pietrișurilor etc.; apa. Apa în mișcare constituie pânza de apă subterană. Prin urmare cei doi termeni, acvifer și pânza de apă subterană, nu sunt sinonimi.

Stratele acvifere au trei părți componente:

- Zona de alimentare, situată la cele mai ridicate cote; intră în contact cu atmosfera.
- Zona de acumulare, are o extindere mare, dar circulația apei este redusă.

BCU "I. CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

- Zona de descărcare, situată la cotele inferioare ale stratului, este marcată, de regulă, de apariția izvoarelor.

Sărurile solubile aflate în scoarța terestră contribuie la definitivarea compoziției chimice a apei subterane; în acest caz gazul constituent poate fi neglijat.

3.*b. Tipuri hidraulice de acvifere libere și captive*

Studiul primului acvifer, care-și face simțită prezența în puțuri, relevă existența unui nivel de apă care poartă denumirea de nivel piezometric (fig.47). Ansamblul nivelurilor piezometrice ale unui acvifer, măsurate în diferite puncte, formează o suprafață piezometrică; aceasta constituie limita superioară a acviferului și poate fi asimilată, în aceeași măsură, cu suprafața liberă, adică locul unde presiunea internă este egală cu presiunea atmosferică, de unde și calificativul de acvifer cu pânză liberă. Vechiul termen de acvifer freatic (*phreas* = puț), utilizat până în prezent, este indicat să fie eliminat.

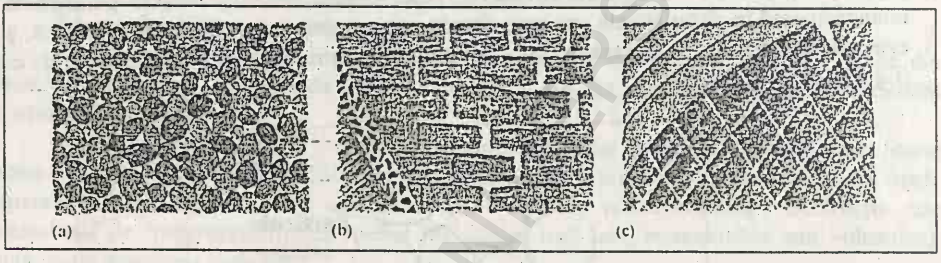


Fig.46 Diferite tipuri de interstiții capabile să stocheze apa

după Dune, Leopold, 1978

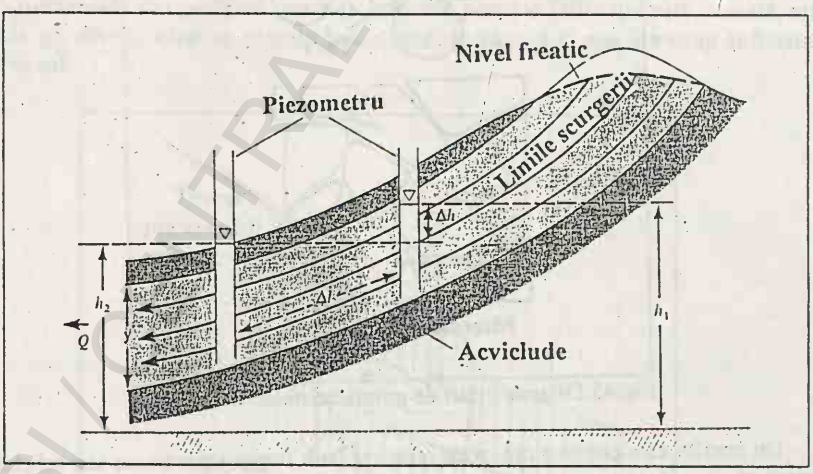


Fig.47 Nivelul piezometric în pânzele captive și circulația apei: Δh/Δl–gradientul piezometric; y–grosimea acviferului

Acviferele situate la adâncimi sunt, de cele mai multe ori, prizonierele formațiunilor impermeabile. Ca urmare a adâncimii mari la care se află, acviferul, roca rezervor și apa, suportă o presiune verticală, dirijată de sus în jos, egală cu greutatea coloanei de teren care o surmontează până la suprafața topografică (fig.48). În cazul în care se pătrunde cu un foraj în

acvifer, apa acestuia este expulzată ca urmare a decompresiunii şi se ridică în foraj până la echilibrare, la adâncimea nivelului piezometric existent; aceştea sunt acviferele cu pânză captivă ce au caracter ascendent (fig.49).

În cazul în care nivelul piezometric este situat deasupra suprafeţei topografice, apele subterane ţâşnesc natural şi poartă denumirea de ape arteziene.

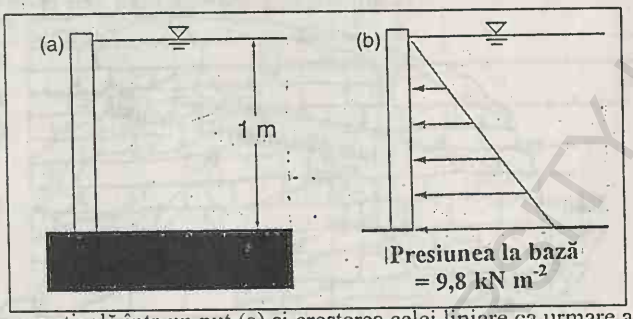


Fig.48 Presiunea verticală într-un puţ (a) şi creşterea celei liniare ca urmare a adâncimii (b)
după Hornberger et al., 1998

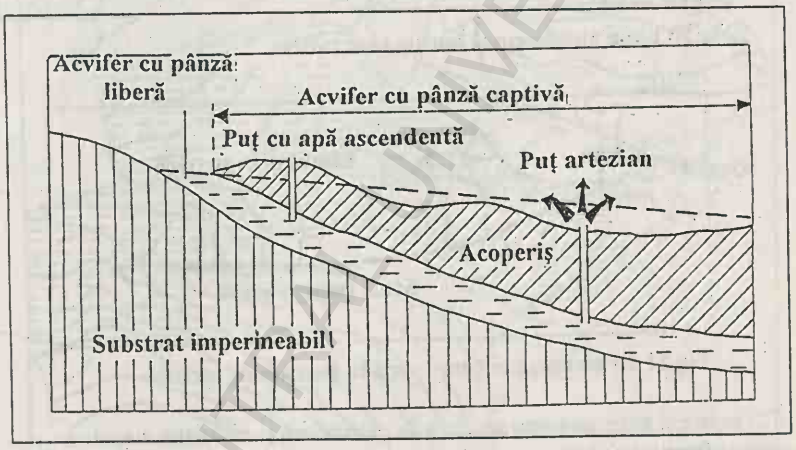


Fig.49 Schema acviferului cu pânză captivă

Prezenţa unui acoperiş constituit dintr-o formaţiune semipermeabilă permite schimburi de apă şi de presiune cu acviferul suprapus, implicând apariţia unui tip de acvifer cu pânză semicaptivă; în acest caz, cele două acvifere suprapuse formează un acvifer bistrat. Acviferul multistrat este alcătuit din mai multe formaţiuni permeabile cu intercalaţii de "farfurii semipermeabile".

Poate exista o diferenţiere vizibilă între un strat foarte subţire de apă care se scurge în pătura superficială şi pânza freatică deja constituită. Stratul superior prin care se desfăşoară scurgerea hipodermică are grosimi doar de câţiva centimetri.

În cadrul formaţiunilor calcaroase (relief carstic) problema pânzelor subterane se pune diferit, comparativ cu celelalte formaţiuni geologice (fig.50). Pentru formaţiunile carstice sub forma blocurilor de rocă se disting două zone:

- una situată la cote altitudinale mari, nesaturată în apă;

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

- o alta situată la cote altitudinale joase, de natura unui acvifer, din care apele gravitează către o emergență (fig.51).

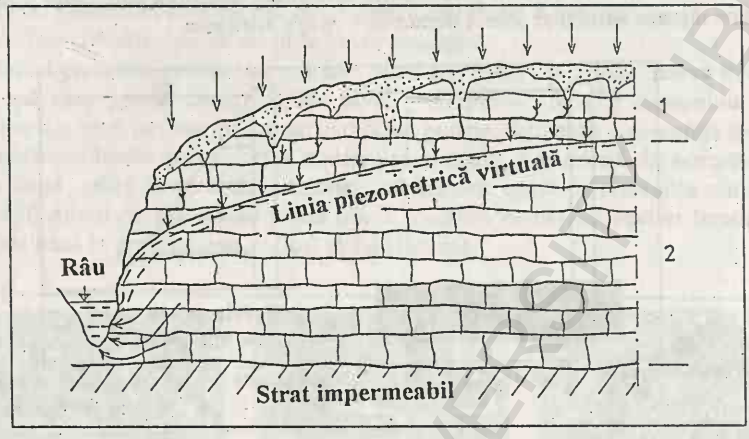


Fig.50 Linia piezometrică într-un bloc carstic

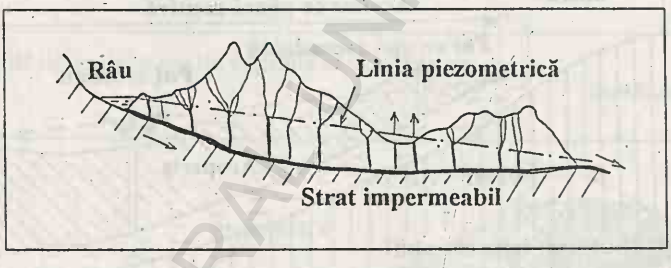


Fig.51 Existența unui curs de apă în formațiile carstice

Pot exista și zone cu patru sectoare de pătrundere și circulație a apei:
- zona fisurilor și dolinelor;
- zona canalelor;
- zona colectorului care debușează în exterior;
- acviferul freatic de adâncime (fig.52).

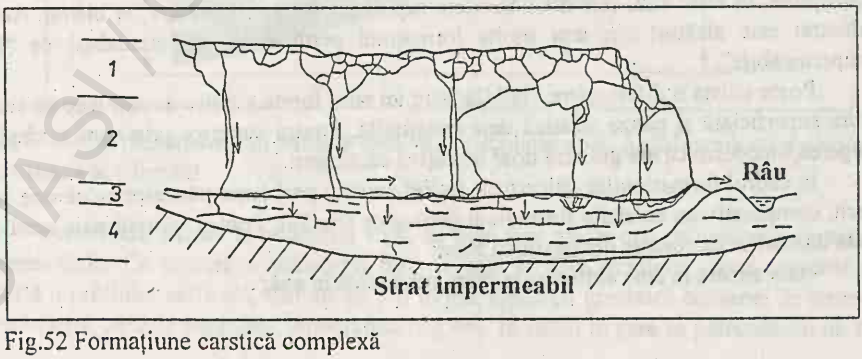


Fig.52 Formațiune carstică complexă

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Se demonstrează existența unor formațiuni carstice alimentate în mod continuu, dar care dețin debite variabile; alimentarea se face prin intermediul unui curs de apă de suprafață.

Suprafața piezometrică este reprezentată prin curbe de nivel piezometrice cunoscute sub denumirea de curbe echipotențiale. În cazul în care râul alimentează pânza freatică, curbele echipotențiale au inflexiunea îndreptată spre aval; când pânza freatică alimentează râul, curbele de nivel sunt îndreptate spre amonte (fig.53).

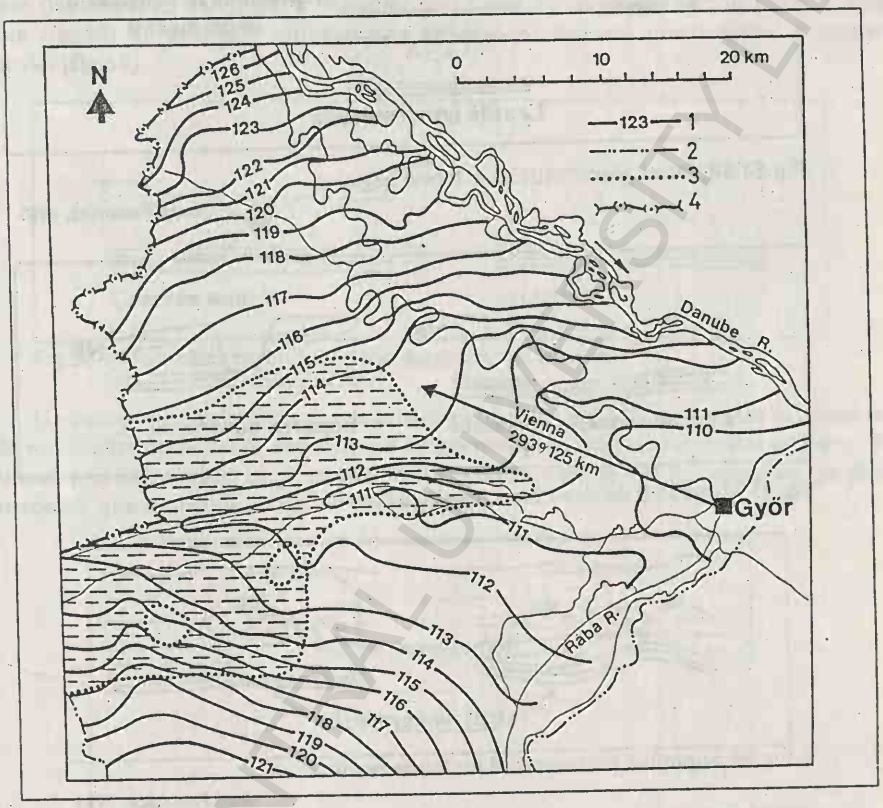


Fig.53 Distribuția apelor freatice la sud de Dunăre (Ungaria): 1-izofreate (m); 2-depresiunea centrală; 3-mlaștina Hansag; 4-frontieră de stat.

după Müller, 1979

Hărțile piezometrice permit determinarea apei freatice în raport cu suprafața topografică.

Suprafața piezometrică nu se prezintă tot timpul sub formă orizontală deoarece în configurația sa intervin mai mulți factori: aspectul reliefului, alcătuirea petrografică, granulometria, accidentele tectonice etc.

De regulă, nivelul apei freatice urmărește variațiile suprafeței topografice, dar nu într-o formă de regularitate, ci foarte variat.

Suprafețele piezometrice pot prezenta forme negative datorate pierderilor de apă în adâncime prin intermediul fisurilor existente în patul impermeabil, în depresiunile din cadrul substratului impermeabil sau al unor lentile cu permeabilitate mai redusă (fig.54,55).

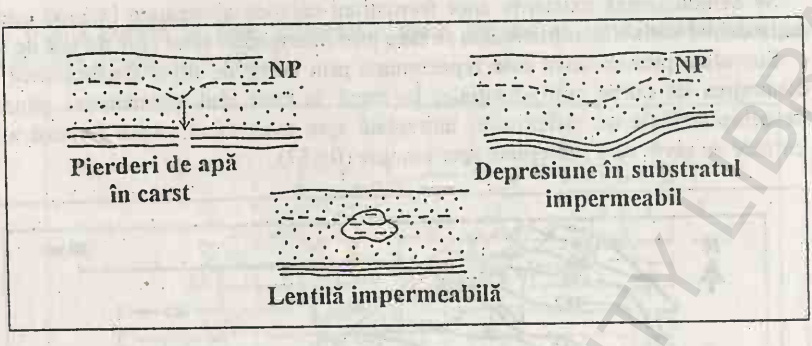


Fig.54 Suprafață piezometrică cu forme negative

după Pantazică, 1983

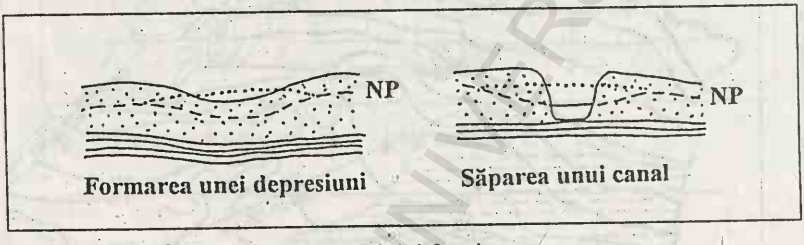


Fig.55 Modalități de coborâre a nivelului freatic

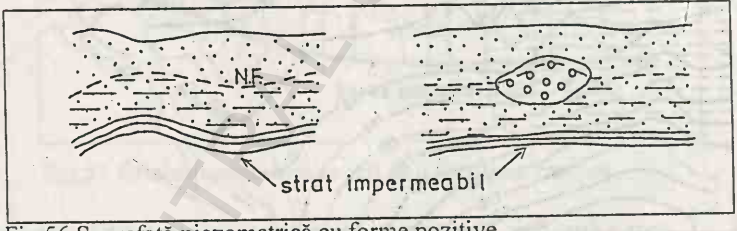


Fig.56 Suprafață piezometrică cu forme pozitive

după Pantazică, 1983

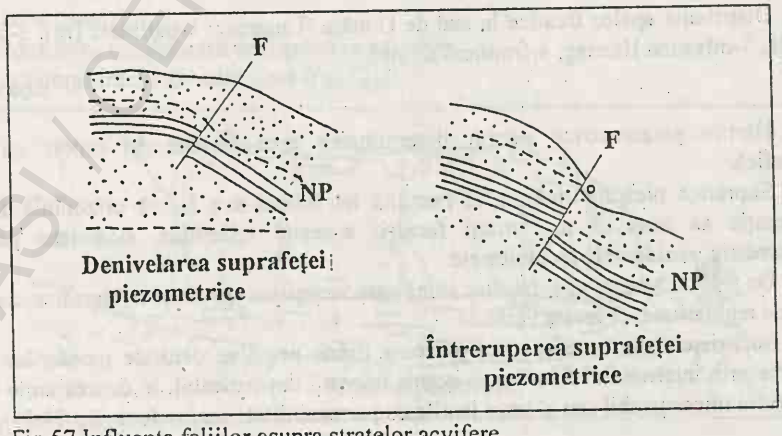


Fig.57 Influența faliilor asupra stratelor acvifere

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Formele pozitive ale suprafeței piezometrice se datoresc neregularităților substratului impermeabil sau al unor lentile sedimentare mai permeabile (fig.56). În aceeași măsură pot fi produse modificări ale nivelului freatic și ca urmare a existenței unor accidente tectonice (fig.57).

Coborârea nivelului freatic se poate datora, fie creării unei suprafețe depresionare prin tasare (mai ales în nisip, loess), fie prin săparea unui canal. În urma apariției unei suprafețe lacustre (lac antropic, baraj) sau a irigațiilor (ex: Lacul Techirghiol), nivelul freatic suferă o ridicare (fig.58). În principiu, climatul este cel care influențează preponderent alimentarea freaticului (fig.59).

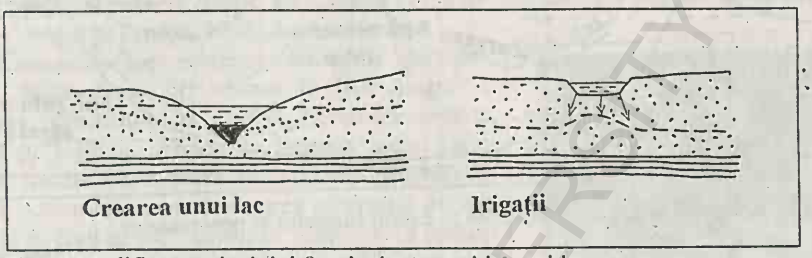


Fig.58 Modificarea nivelului freatic după apariția unui lac

Un caz aparte este reprezentat de relația apă dulce – apă sărată, mai ales în cadrul unor insule sau peninsule. Masa de apă dulce ia forma unei gigantice lentile cu fețe convexe. Fața superioară prezintă o curbă largă, pe când cea inferioară, care se află în contact cu apa sărată, se bombează spre adâncime (Strahler, 1973) (fig.60).

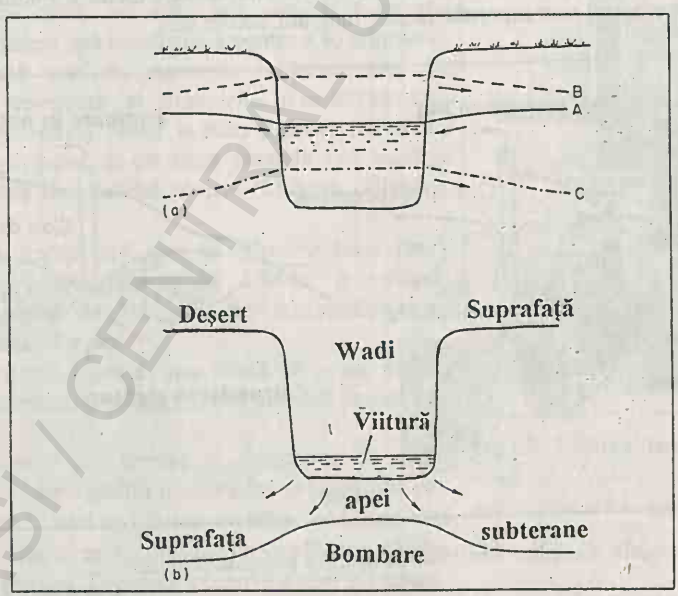


Fig.59 Relația dintre suprafața apei și cea a stratului freatic: a-umed; b-arid.

Practic, apa dulce plutește pe cea sărată deoarece are o densitate mai mică: raportul densităților apei dulci cu cea sărată este de 40/1. Prin urmare, dacă nivelul hidrostatic este

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

situat la 10m deasupra nivelului mării, fundul lentilei de apă dulce se va afla la o adâncime de 40 de ori mai mare, adică la 400m sub nivelul mării (Legea Chyben-Herzberg).

Fluctuațiile suprafeței piezometrice, naturale sau provocate de acțiunea omului, antrenează în pânzele freatice libere modificări ale volumului acviferului (fig.61).

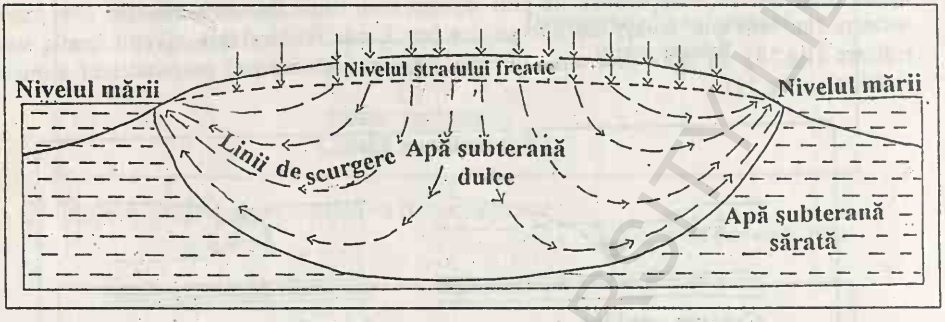


Fig.60 Relația apă dulce – apă sărată în cadrul insulelor și peninsulelor

după Parker, 1955

Se pot distinge două tipuri de cicluri ale fluctuației naturale, care sunt în relație cu ciclurile anuale și plurianuale ale precipitațiilor. Primul, permite definirea anului hidrologic ce corespunde timpului care separă două minime și înălțimea fluctuației ce delimitează o zonă de fluctuație egală cu amplitudinea cuprinsă între nivelurile cele mai joase și cele mai înalte; al doilea, corespunde anului hidrologic mediu și înălțimii anuale medii a fluctuației. Variațiile nivelului piezometric sunt raportate la zile, luni, ani, secole etc.

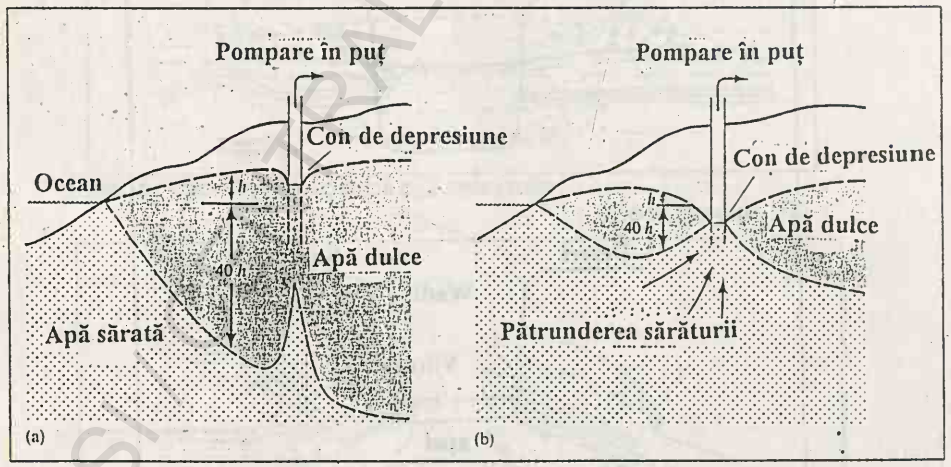


Fig.61Consecințele pompării lentilelor de apă din preajma țărmului

după Dunne, Leopold, 1978

Fluctuațiile pânzei freatice sunt provocate și ca urmare a supraexploatării apelor subterane, acestea manifestându-se, cel mai adesea, printr-o scădere medie continuă a

nivelurilor piezometrice. Cele mai multe cazuri de acest gen se petrec în zonele cu potențial industrial dezvoltat, cu potențial demografic ridicat sau în marile metropole ale Globului.

La Paris, în anul 1841, nivelul piezometric atingea cota +120m (față de nivelul mării, adică hidroizohipsa), în timp ce în anul 1965 cota a scăzut la +19m (în numai 124 ani).

Din păcate, nivelurile freatice coboară alarmant pe toate continentele Globului: în sudul Marilor Câmpii din S.U.A., în sud-vestul S.U.A., într-o mare parte a Africii de Nord și a Orientului Mijlociu, în cea mai mare parte a Indiei, în China (mai peste tot unde terenul este plat) etc. (Brown, 1999).

Statisticile anilor 1991-1996 indică faptul că în subsolul câmpiei din nordul Chinei, pânza freatică coboară, în medie, cu 1,5m/an (zona totalizează 40% din recolta de cereale a Chinei) (Yongong, Penson, 1998).

Retragerile apei subterane din India depășesc de cel puțin două ori ritmul de reîncărcare a acviferelor (Seckler et al., 1998). Nivelurile freatice coboară cu 1-3m/an aproape în întreaga Indie. Acest stat este înscris într-o cursă necontrolată deoarece își dezvoltă agricultura prin depletarea rezervelor de apă. "Castelul de cărți de joc" construit acum se va prăbuși într-un viitor nu prea îndepărtat. În cazul în care acest lucru se va întâmpla, producția agricolă a Indiei va scădea brusc cu cel puțin 25%.

Unele efecte distrugătoare survin și când apa urbană este evacuată din orașe. Când aceasta se scurge prin conducte și rigole, în sol se infiltrează o cantitate mai mică de apă; prin urmare, rezervele subterane primesc apă insuficientă pentru a se reîncărca.

O altă piedică împotriva infiltrării apei în Pământ o reprezintă și drumurile. În acest caz ploaia curge de pe pavaj direct în râuri și pâraie provocând inundații mai grave de cât dacă plantele sau solul ar prelua o parte din debitul ploilor (Chaster, Gibbons, 1996).

Fără destulă apă care să reîncarce rezervoarele subterane terenul poate să se afunde provocând ondularea liniilor de cale ferată, explozia conductelor și crăparea fundațiilor etc.

În zonele litorale apa sărată se poate infiltra în sonde compromițând apa freatică utilizată pentru uzul casnic.

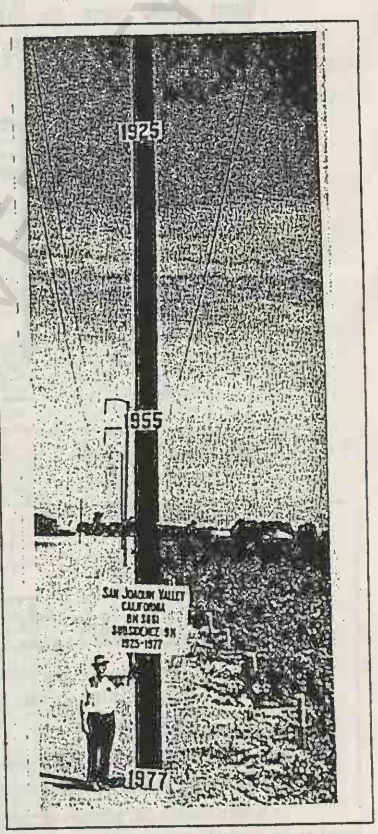


Fig.62 Tasarea terenului din San Joaquin Valley ca urmare a supraexploatării apelor freatice (9m între 1925-1977)

Tasarea, ca urmare a deficitului de apă freatică, este foarte grăitor ilustrată într-o fotografie ce reprezintă un băiețel sprijinit de un stâlp în Mexico City. În realitate, stâlpul este o coloană de sondă care, cândva, se afla sub pământ. Drenarea excesivă a apei subterane a provocat scufundarea cu peste 9m a unor sectoare din Mexico City, în ultimul secol, astfel încât conducta se înalță, în prezent, cu cca.7m deasupra solului. Gluma locului spune că mai toți copiii își marchează înălțimea pe sondă pentru a vedea dacă cresc mai repede decât se lasă pământul (fig.62).

Dimensiunile acviferelor sunt determinate de două tipuri de limite: geologice şi hidraulice.

Limitele geologice, fixe, reprezintă baza imper-meabilă (sau substratul) şi acoperişul acviferelor cu pânză captivă (fig.63).

Limitele hidraulice ocupă poziţii variabile în timp. Principala limită este suprafaţa piezometrică a pânzelor libere. Gradientul hidraulic favorizează circulaţia apei (fig.64).

Ţinând cont de criteriile amintite, dar având în vedere şi condiţiile genetice, pe cele de zăcământ, caracteristicile hidraulice şi fizico-geografice, se pot deosebi: ape subterane cantonate în zona de aeraţie, ape freatice şi ape captive, fie cu nivel liber, fie arteziene.

Apele din zona de aeraţie

Sunt apele care se întâlnesc în depozitele permeabile existente între suprafaţa topografică şi nivelul piezometric. Uneori, pot forma lentile de apă în subzona intermediară (Preda, Marosi, 1971) (fig.65).

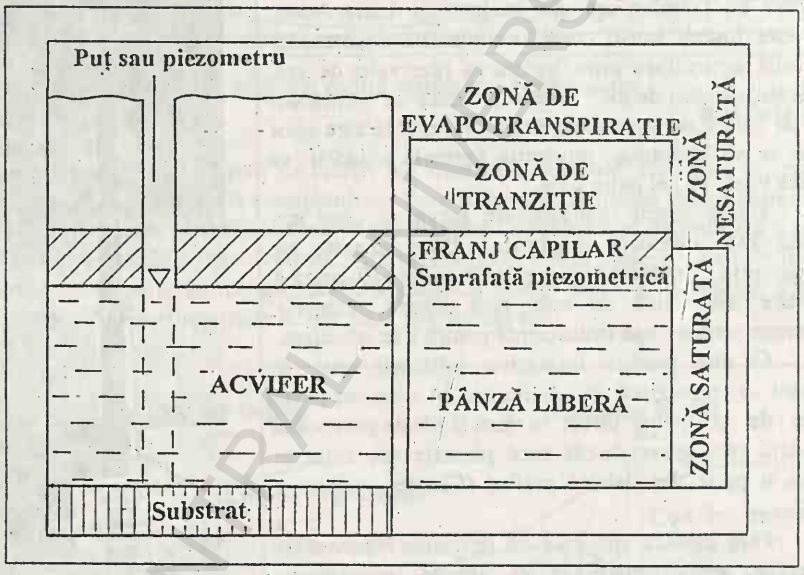


Fig.63 Zonalitatea subterană sol – apă

Apele acestei zone prezintă caracteristici de bază:

- au caracter temporar datorită faptului că sunt alimentate din precipitaţii;
- conţinutul de săruri depinde de aceste fluctuaţii (mai mari în perioadele secetoase şi mai mici în cele ploioase);
- conţin substanţe organice şi microorganisme ca urmare a filtrării incomplete (nu sunt recomandate pentru alimentarea cu apă);
- principalul vehicul al elementelor chimice din scoarţa de alterare îl reprezintă caracterul descendent al apelor de infiltrare.

Stratele acvifere freatice

Sunt acviferele situate deasupra primului strat impermeabil. Nivelul freatic al acestor strate urmăreşte, cu un anumit grad de atenuare, suprafaţa topografică (fig.66). Pot apărea dereglări în condiţiile unor accidente locale sau ca urmare a intervenţiei omului.

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

Alimentarea apelor freatice este dublă: din precipitații și prin intermediul râurilor. Legătura dintre râu și orizontul freatic este reciprocă (fig.67). La ape mari râul poate alimenta pânza, în timp ce la ape mici fenomenul este invers (fig.68). În plan, curbele echipotențiale își schimbă alura în cele două cazuri. Morfologia pânzei freatice poate căpăta forme diferite (fig.69).

Strate acvifere situate la baza teraselor sunt bogate, ca urmare a faptului că depozitele permit infiltrarea rapidă a apei. De regulă, acviferul are deversare spre o terasă inferioară sau spre albia majoră.

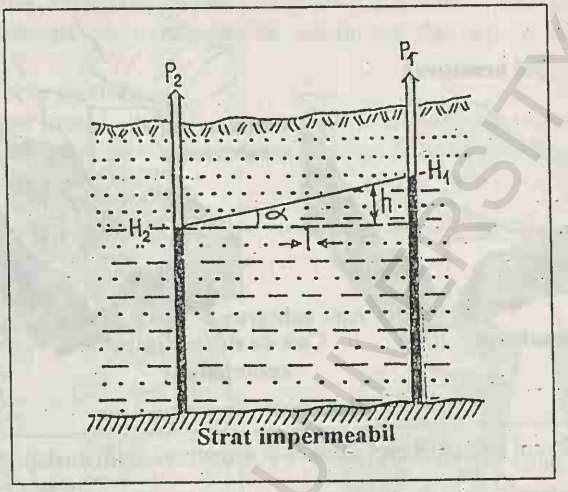


Fig.64 Gradientul hidraulic și elementele lui hidrologice: P_1 și P_2-puțuri; H_1-nivelul apei în P_1; H_2-nivelul apei în P_2; l-distanța dintre puțuri; h-diferența de nivel dintre P_1 și P_2.

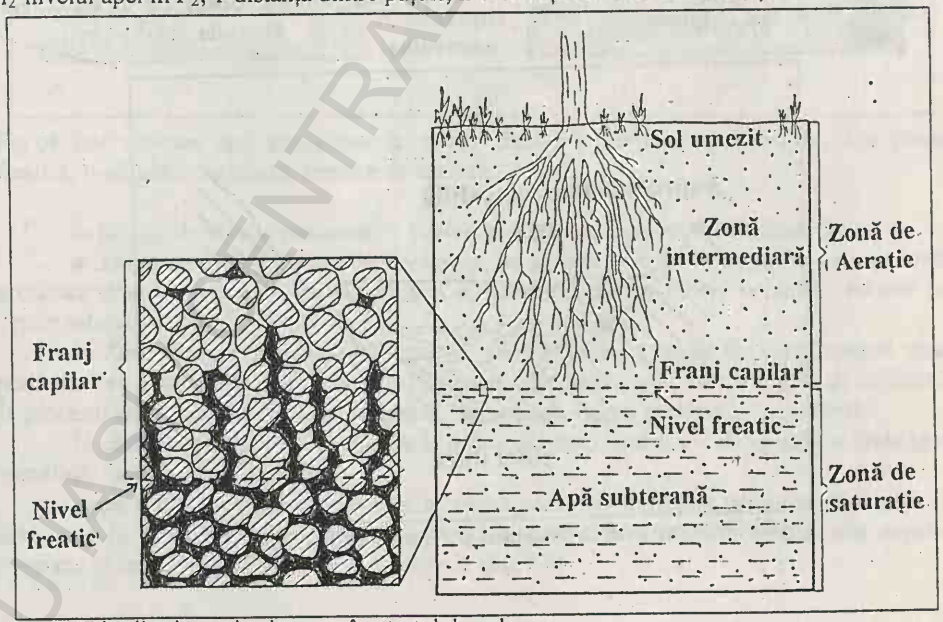


Fig.65 Distribuția apei subterane în stratul de sol

La baza teraselor pot apărea și izvoare. Sunt cele mai bune ape pentru alimentarea localităților.

Strate acvifere pot fi cantonate și la baza conurilor de dejecție sau a depozitelor deluviale. Ca urmare a structurii complexe, cu alternanțe de depozite permeabile și impermeabile, se întâlnesc strate acvifere libere sau captive. Curgerea apei este radiară.

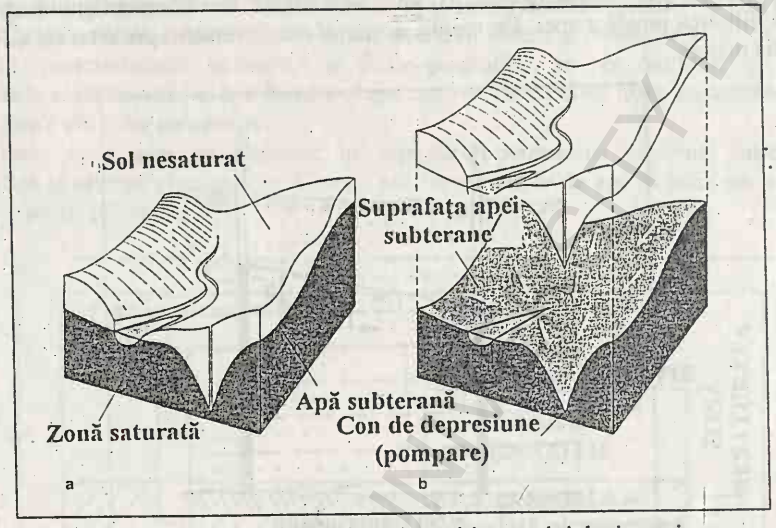


Fig.66 Efectul pompării apei freatice și apariția conului de depresiune
după Leopold, 1997

Strate acvifere freatice din zonele interfluviile, sunt cantonate fie în sectoarele de câmpie, fie în cele montane.

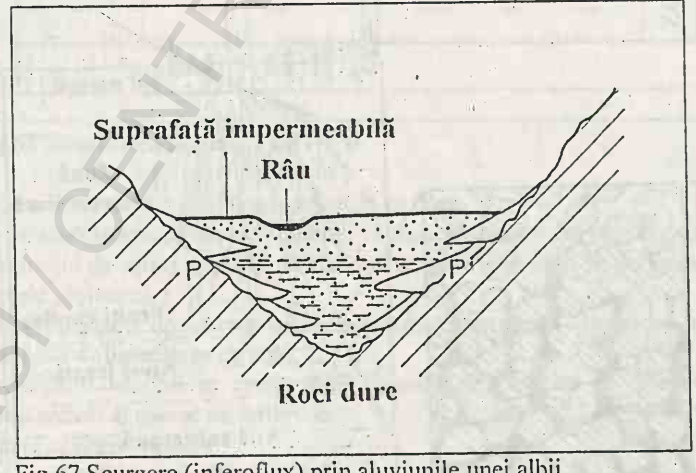


Fig.67 Scurgere (inferoflux) prin aluviunile unei albii

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În câmpie se găsesc la baza depozitelor loessoide. Grosimea acestor depozite poate atinge şi valori maxime de 20-40m (Bărăgan, Dobrogea). Apele au un grad mare de mineralizare şi o duritate sporită.

În zonele deluroase şi de munte se pot acumula cantităţi importante de ape freatice, fie în stratele monoclinale, fie în depozitele deluviale.

Acviferele din roci compacte cu fisuri mici nu formează strate deoarece reţelele sunt izolate.

Acviferele din rocile cu fisuri largi sunt răspândite în rocile solubile, de genul calcarului şi gipsurilor. Fisurile se lărgesc ca urmare a dizolvării carbonatului de calciu sau a gipsului. Apele încărcate cu bicarbonat de calciu pot da naştere unor roci de genul travertinului.

Stratele acvifere captive

Sunt cantonate între două strate impermeabile şi alimentarea nu corespunde cu arealul pe care-l ocupă stratul. Mai poartă şi denumirea de strate de adâncime. Regimul de variaţie nu depinde de condiţiile climatice.

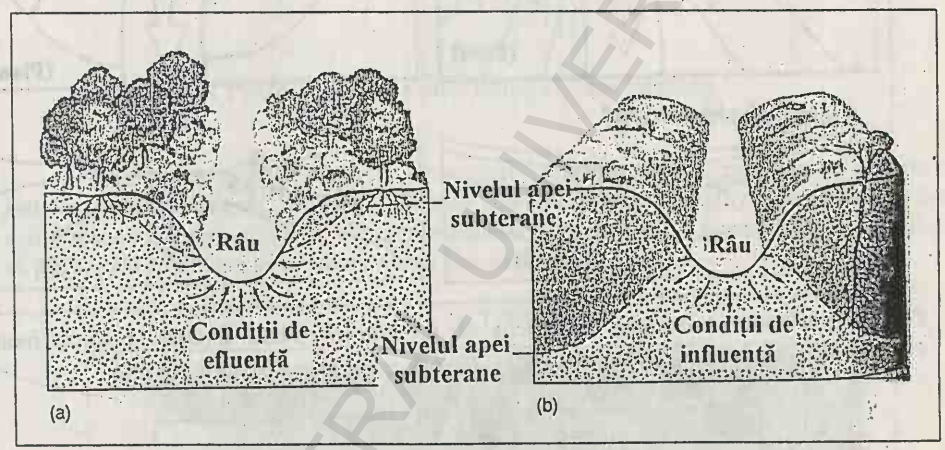


Fig.68 Interacţiunea apei curgătoare cu stratul freatic: a-alimentarea râului de către pânza freatică; b-alimentarea pânzei freatice de către râu.

În funcţie de nivelul piezometric stratele acvifere captive pot fi clasificate în:

a .strate acvifere captive fără presiune, se formează doar în cazul în care nu toată grosimea stratului permeabil a devenit strat acvifer; în acest caz stratul permeabil nu este pe deplin saturat cu apă.

b. Strat acvifer captiv sub presiune, se formează în cazul în care întregul strat permeabil este saturat cu apă. Este cazul stratelor care prezintă un oarecare grad de înclinare. În procesul de echilibrare a apelor se exercită o presiune asupra plafonului impermeabil.

În cazul în care plafonul impermeabil este străpuns, apa aflată sub presiune tinde spre suprafaţă. Se deosebesc:

- apa ascensională, este cea care se ridică până sub suprafaţa terenului. Ridicarea în foraj este în funcţie de presiunea hidrostatică existentă. Nivelul piezometric este negativ deoarece el se află situat sub nivelul topografic (fig.70);

BCU CONTRAT UNIVERSITY LIBRARY
B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI
SEC. GEOGRAFIE

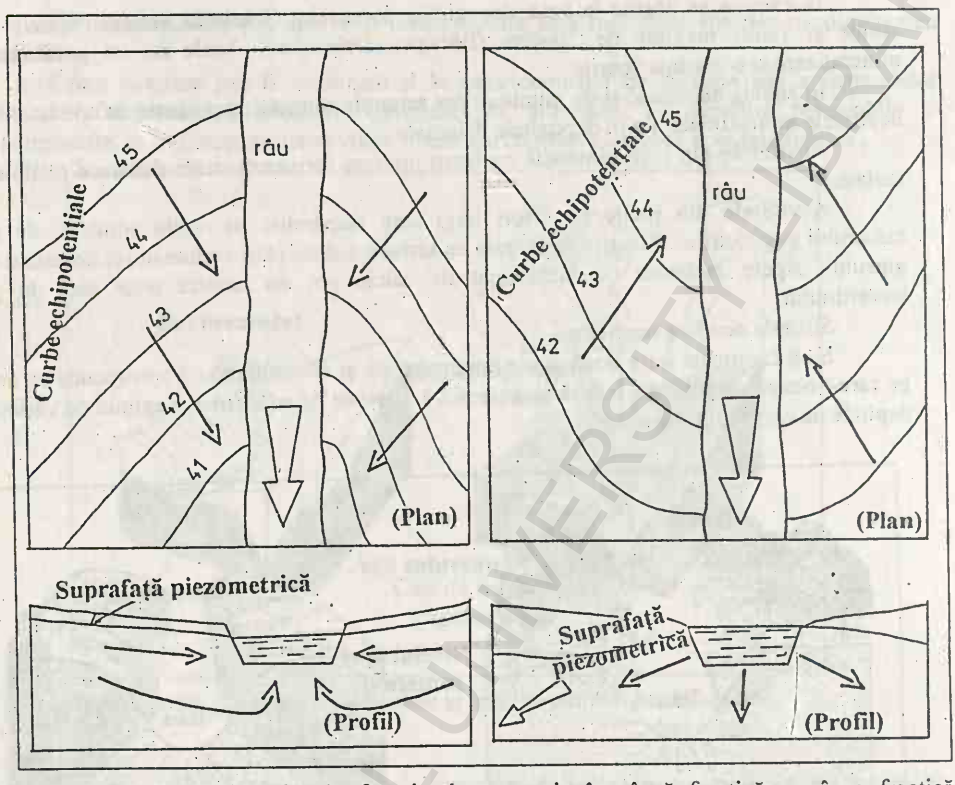


Fig.69 Distribuția izofreatelor în funcție de raportul râu-pânză freatică: a-pânza freatică alimentează râul; b-râul alimentează pânza freatică

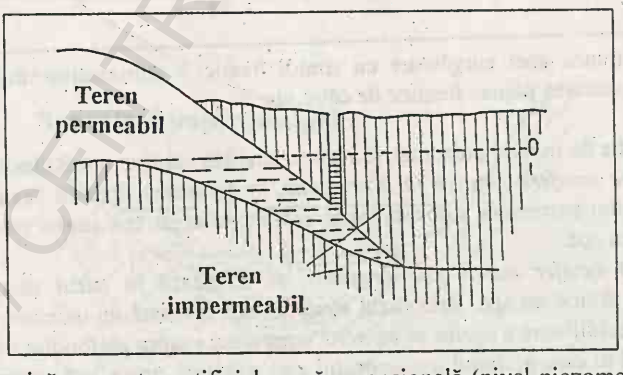


Fig.70 Pânză captivă cu exutor artificial – apă ascensională (nivel piezometric sub suprafața topografică)

după Trombe, 1969

- apa arteziană, este cea care iese din foraj, sub presiune, deasupra nivelului topografic. Sunt foarte cunoscute apele din Bazinul Parizian (regiunea Artois). În România se găsesc în

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Câmpia Română, Câmpia Banato-Crișană, Depresiunea Huedin, Zalău etc. Nivelul piezometric este pozitiv deoarece se află situat deasupra solului.

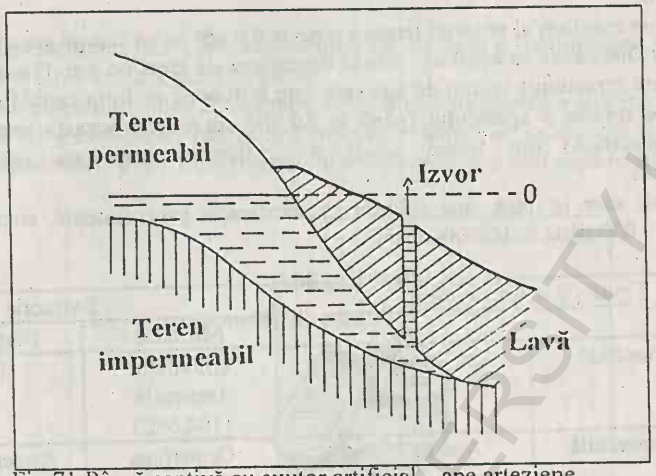


Fig.71 Pânză captivă cu exutor artificial – ape arteziene
după Trombe, 1969

Nivelul piezometric poate fi determinat cu ajutorul unui manometru. Acesta se instalează la gura forajului artezian. Înălțimea nivelului piezometric (Ip) se determină ca fiind suma adâncimii forajului (h) și a presiunii citită la manometru (P), în atmosfere, multiplicată cu 10,33, adică unitatea de presiune a unei atmosfere:

$$Ip = 10,33*P + h.$$

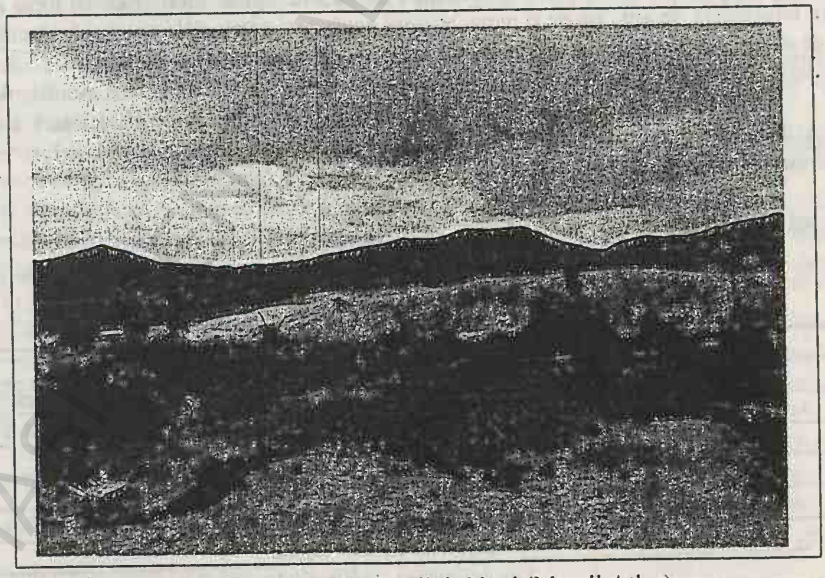


Foto.7 Ape ascensionale în oazele Africii de Nord (Munții Atlas)
Foto Gh. Romanescu

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

3.c. Tipurile de ape subterane şi caracteristicile lor

Apa eliberată din acvifer, sub acţiunea gravitaţiei, poartă denumirea de apă gravitaţională.

Într-un eşantion al scoarţei terestre o parte din apă se va scurge gravitaţional până când acesta va rămâne uscat: în acest caz poartă denumirea de eşantion sec. Plasat într-o centrifugă va mai elibera un anumit volum de apă care este în funcţie de forţa centrifugă, adică depinde de viteza de rotaţie a aparatului (până la 50.000 rot./min.); aceasta este apa de reţenţie (reţinută, adsorbită) din trama solidă a acviferului (suprafaţa particulelor, pereţii microfisurilor).

Forţele care le reţin, mai ridicate ca acceleraţia gravitaţională, sunt date de atracţia moleculară (1.000 până la 100.000 bari).

Tipuri de apă subterană		Extracţie	
		Mijloace	Forţe puse în joc
Apa disponibilă	Apa gravitaţională	Gravitaţie Desicaţie (104,5°C)	Gravitaţia Căldura
Apa nedisponibilă	Apa de retenţie	Centrifuga Calcinaţia	Atracţia moleculară

Tabel 11 Marile tipuri de ape subterane

3.c.1. Apa de retenţie

Caracteristicile apei de retenţie sunt datorate proprietăţilor particulare ale structurii moleculare a apei. Ea mai este cunoscută sub numele de apă legată. Molecula de apă, de model triangular, cu ioni de H încărcaţi pozitiv şi ioni de O încărcaţi negativ, se comportă ca un dipol dotat cu un moment electric permanent; această proprietate explică existenţa forţelor electromagnetice sau de atracţie moleculară de câteva mii de bari. Aceste forţe acţionează între moleculele de apă, pe de o parte, şi între acestea şi particulele solului încărcate electric, pe de altă parte. Moleculele, puternic legate între ele, constituie lanţuri sau particule. Formula moleculară a apei este complexă, de tip $(H_2O)n$, cu n=2,3,4...n=2 fiind cel mai frecvent.

În mediu poros există un câmp electric natural ce provoacă o polarizare a suprafeţei particulelor, care atrag dipolii; se constituie astfel, la suprafaţa particulelor, o peliculă continuă de apă adsorbită, cu o grosime de câţiva zeci de microni.

Acest fapt explică proprietăţile fizice ale apei de retenţie: o densitate ridicată ce variază între 1,25-1,70 şi o puternică vâscozitate vecină cu aceea a glicerinei.

Volumul apei de retenţie depinde, în mod esenţial, de talia particulelor: reprezintă 40-45% din volumul total pentru argilele (grăunţele foarte fine) şi 3-10% pentru nisip.

Formele de apă din roci		
Apa legată		Apa liberă
Apa legată chimic	Apa de constituţie	Apa capilară
	Apa de cristalizare	
	Apa zeolitică	
Apa legată fizic	Apa higroscopică	Apa gravifică
	Apa peliculară stabil legată	
	Apa peliculară labil legată	

Tabel 12 Formele de apă din roci

După raportul pe care-l are cu particulele de rocă, apa poate fi legată sau liberă.

3.c.2. Apa legată determină umiditatea naturală a rocilor şi poate fi legată chimic sau fizic.

Apa legată chimic face parte din compoziţia chimică a rocilor. Este strâns legată de reţeaua cristalină a mineralelor sub trei forme:

- Apa de constituţie intră în compoziţia chimică a mineralelor sub formă de ioni de H şi OH (micele de genul muscovitului sau halitului), hidrat de calciu etc. Este eliberată la temperaturi ridicate când mineralele respective se descompun şi dau naştere altora noi.

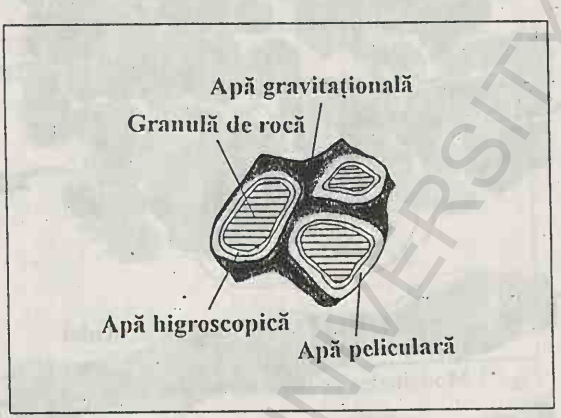


Fig.72 Categoriile de apă fizic legată

- Apa de cristalizare intră în alcătuirea unor reţele cristaline, dar este mai slab legată chimic. Intră în compoziţia unor minerale sau roci: gips şi sulfat de cupru. Este eliberată la temperaturi ridicate cu schimbarea calitativă a rocilor.

- Apa zeolitică se prezintă sub formă de molecule în spaţiile reţelei cristaline. Este strâns legată de structura mineralelor. Se eliberează prin încălzire fără a distruge reţeaua cristalină. După eliminare, această apă poate fi absorbită din nou.

Apa legată fizic (adsorbită) înconjoară particulele minerale datorită forţelor moleculare şi electrochimice. Se departajează apa higroscopică şi cea peliculară (fig.72).

- Apa higroscopică înconjoară granulele rocilor sub forma unei pelicule şi se menţine la suprafaţă datorită acţiunii reciproce dintre forţele moleculare ale apei şi granulele solide.

Apa higroscopică nu transmite presiune hidrostatică, fapt pentru care poate fi deplasată numai în stare de vapori.

Cantitatea de apă higroscopică existentă în porii rocilor este în funcţie de umiditatea atmosferică; valoarea ei maximă este întâlnită numai în cazul unei saturaţii complete de umiditate a aerului atmosferic. De obicei, se găseşte în proporţie de 15-18% la nisipuri fine şi medii şi scade la nisipuri grosiere până la 1,2-0,5%.

Acest tip de apă nu respectă legile dinamicii fluidelor; ea putând fi îndepărtată din porii rocilor la temperaturi mai mari de 104,5°C şi numai sub formă de vapori. Punctul său de îngheţ se ridică la -78°C, iar cel de fierbere la +100°C.

- Apa peliculară stabil legată constituie un al doilea înveliş care acoperă granulele rocilor sub forma unui strat subţire de apă.

Acest tip de apă se menţine la suprafaţa granulelor prin acţiunea forţelor de atracţie moleculară cu intensitate mijlocie existente între particulele de rocă şi moleculele de apă. Nu

dizolvă sărurile, nu conduce curentul electric, nu se mişcă şi nu transmite presiune hidrostatică şi hidrodinamică.

Se elimină la temperatura de 105°C şi oferă o oarecare coeziune argilelor.

- Apa peliculară labil legată cunoaşte un oarecare grad de vâscozitate, are o uşoară conductibilitate, dizolvă foarte puţin sărurile şi îngheaţă la temperaturi situate <0°C.

Apa peliculară poate circula în stare lichidă, de pe o granulă de rocă pe alta, fără a fi însă influenţată de forţa gravitaţională, dar cu condiţia să existe o diferenţă de grosime a peliculei de apă între cele două granule (fig.73).

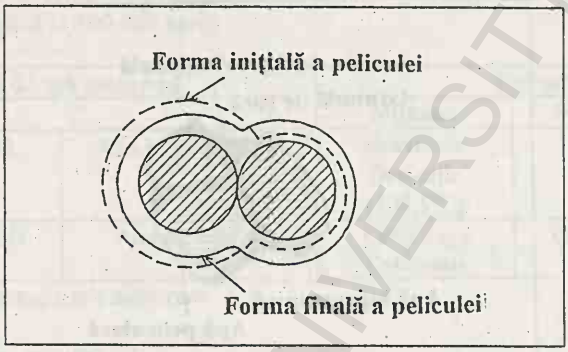


Fig.73 Modalitatea de deplasare a apei peliculare

Conţinutul de apă peliculară din argile poate ajunge la 40-45%, în timp ce la nisipuri coboară doar la 3-1,5%.

Caracteristicile termice ale apei peliculare labil legată o deosebesc de precedentele prin faptul că îngheaţă la temperaturi situate sub -1°C şi se transformă în vapori la temperaturi de 104,5°C.

3.c.3. Apa liberă

Apa liberă (gravitaţională) se poate deplasa sub acţiunea forţelor de gravitaţie, adică a diferenţelor de presiune. Ea singură contribuie la scurgerea apelor subterane în acvifere şi implicit spre izvoare şi lucrările de captare.

Apa liberă poate exista în cele trei forme de agregare: lichidă, solidă şi gazoasă. În stare de vapori saturează, în funcţie de umiditatea atmosferei, spaţiile libere din masa rocilor şi în funcţie de temperatură poate trece sub formă lichidă ca urmare a condensării.

În stare lichidă se prezintă sub două forme:

- Apa capilară se menţine în porii rocilor datorită tensiunii superficiale şi a forţelor capilare. Are capacitatea de a urca prin pori până la înălţimi invers proporţionale cu diametrul lor (la nisipul fin urcă mai mult decât la nisipul grosier). Îngheaţă la temperaturi situate <0°C, nu transmite presiune hidrostatică şi hidrodinamică, este cedată prin evaporare şi nu se deplasează datorită gravitaţiei.

- Apa gravifică circulă doar prin porii supracapilari (0,5-1,2 mm) precum şi prin fisurile rocilor sub acţiunea gravitaţiei. Formează şuviţe subterane cu viteze variabile.

Se deplasează după legile hidrodinamice, poate prezenta curgere laminară sau turbulentă, îngheaţă la 0°C şi fierbe la 100°C în condiţiile unei presiuni normale (fig.74). Dizolvă rocile, transmite presiune hidrostatică şi hidrodinamică, constituind, de fapt, obiectul de studiu al hidrogeologiei.

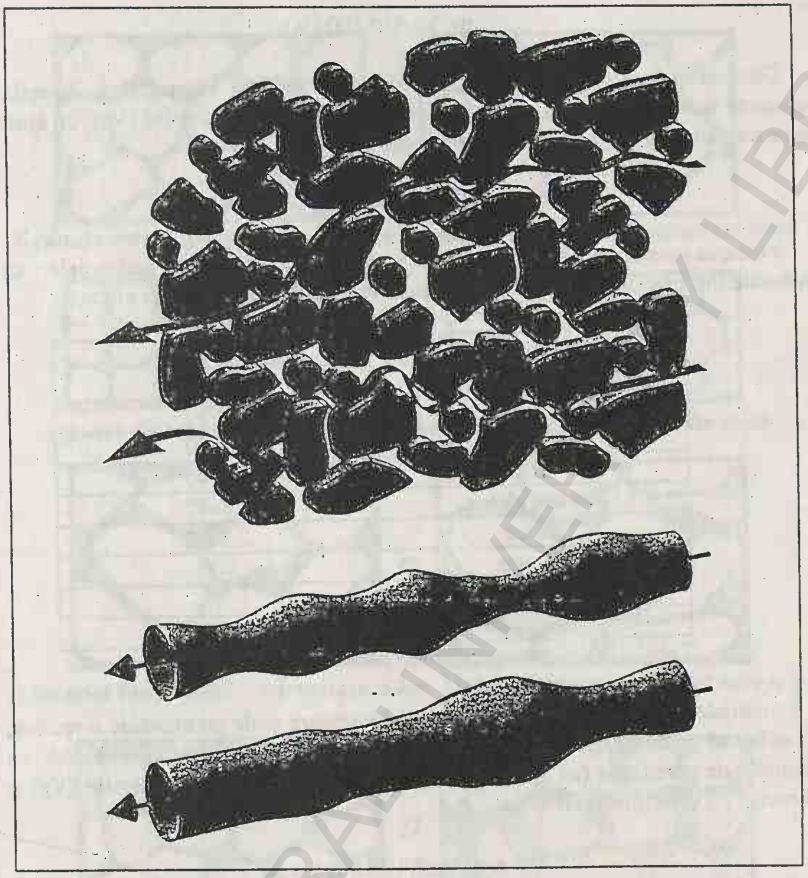


Fig.74 Scurgerea turbulentă (sus) şi laminară (jos) în mediul poros
după Hornberger et al., 1998

Se deplasează după legile hidrodinamice, poate prezenta curgere laminară sau turbulentă, îngheaţă la 0°C şi fierbe la 100°C în condiţiile unei presiuni normale (fig.74). Dizolvă rocile, transmite presiune hidrostatică şi hidrodinamică, constituind, de fapt, obiectul de studiu al hidrogeologiei.

Eliberarea apei libere (de gravitaţie) dintr-un acvifer este un fenomen complex. Experienţele recente au arătat că volumul de apă drenat este în funcţie de tipul de drenaj.

Volumul de apă liberă (gravitaţională), conţinut într-o rocă rezervor, creşte în funcţie de parametrii caracteristici ai vidurilor: porozitatea totală şi diametrul eficace.

Prin porozitate se înţelege raportul dintre volumul golurilor existente între particulele solide şi volumul total al materialului (inclusiv porii). Volumul porilor depinde de tipul de granule care alcătuiesc roca, de modul lor de sortare, de felul cum acestea sunt aranjate şi dacă sunt sau nu cimentate. Porozitatea unei roci (pori, fisuri, interstiţii) se exprimă prin coeficientul de porozitate (n), definit ca raport între volumul porilor (Vp) şi volumul total al rocii (Vt) (se exprimă în %):

$$n= Vp/Vt*100 (\%).$$

Coeficientul de porozitate se determină prin metoda volumetrică. Aceasta constă în determinarea volumului total al rocii (Vt) şi volumul scheletului solid (Vs), cu ajutorul cărora se obţine coeficientul de porozitate prin relaţia:

$$n=Vt-Vs/Vt*100 (\%); Vt-Vs=Vp.$$

Valoarea porozităţii rocilor variază în funcţie de dispoziţia particulelor, de forma şi dimensiunile lor, precum şi de gradul de cimentare; ea poate fi totală şi eficace.

Felul rocii	Porozitatea %
Sol	30-50
Argilă	10-50
Cretă	10-40
Nisip, pietriş	18-47
Calcar	2,5-20
Gresie	5-15
Roci eruptive	1
Cuarţite	0,5

Tabel 13 Valoarea porozităţii rocilor

Porozitatea totală depinde de gradul de cimentare şi de compactare a rocilor; se are în vedere volumul total al porilor şi cel al rocilor (fig.75). Poate fi evaluată cu ajutorul coeficientului de porozitate (n) care reprezintă raportul dintre volumul porilor (Vp) şi volumul total al rocii (Vt) multiplicat cu 100:

$$n = (Vp/Vt)*100 (\%).$$

Porozitatea eficace reprezintă raportul dintre volumul total al golurilor prin care apa se poate deplasa gravitaţional şi volumul total al rocii. Se referă doar la volumul porilor prin care poate circula apa sub acţiunea gravitaţiei. Însuşirea în cauză are o importanţă practică deosebită. Ca valoare, ea deţine cca.25% din porozitatea totală.

Cea mai mare porozitate eficace o au: pietrişurile (25%); nisipul fin 20%; argila (5%) etc.

Sunt două mari categorii de roci: poroase şi compacte.

Rocile poroase sunt alcătuite din materialele sedimentare: nisipuri, pietrişuri, bolovănişuri, marne, argile, piroclastite etc. Au proprietatea de a deţine spaţii libere între granule şi prezintă interes din punct de vedere hidrogeologic.

Comportamentul acestor roci, în raport cu apa, depinde de dimensiunea granulelor şi de dispoziţia acestora. Infiltrarea apei poate fi influenţată şi de structura solului (fig.76). Spaţiile dintre granule pot varia de la dimensiunea micronilor la cea a centimetrilor. Golurile pot fi ocupate cu aer, vapori de apă sau cu apă în stare lichidă sau solidă. Granulele pot fi nelegate între ele sau unite cu ajutorul unui liant. Particulele rocilor poroase sunt aşezate dezordonat, dar cu timpul pot suferi unele procese de îndesare şi prin urmare de micşorare a spaţiilor dintre ele.

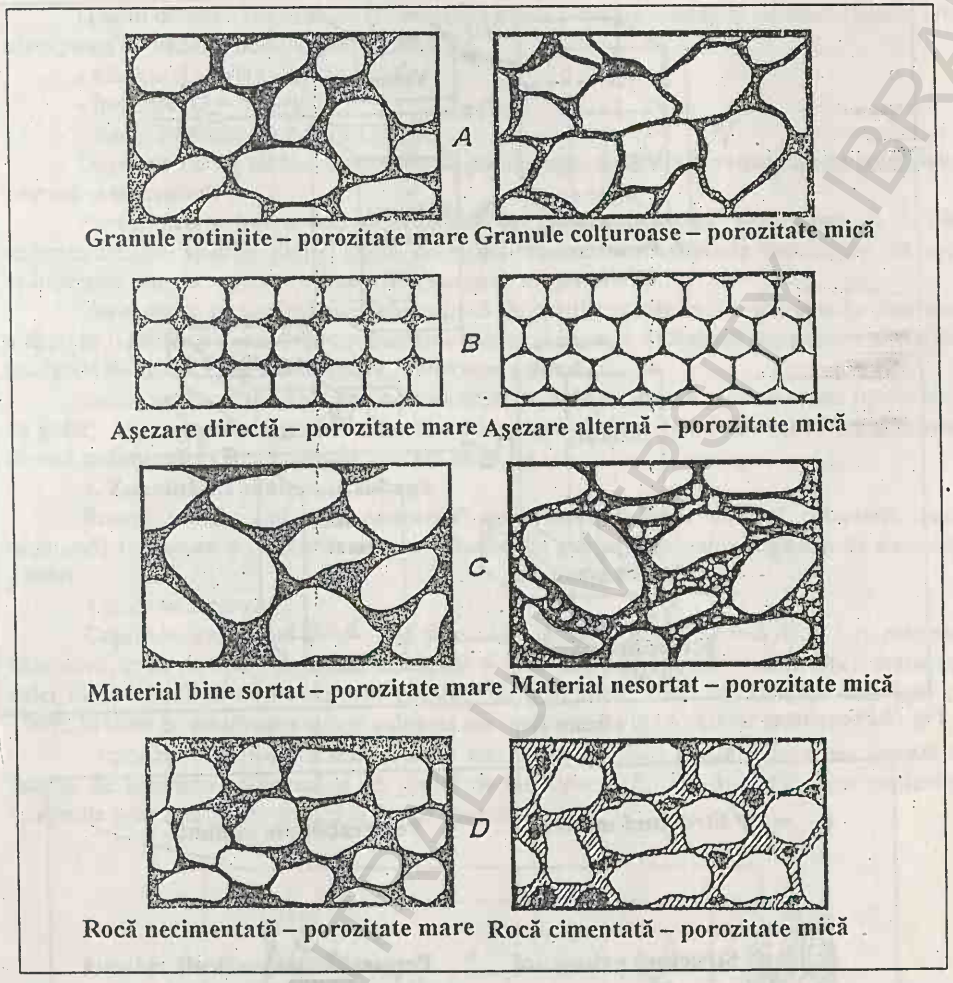


Fig.75 Dependența porozității rocilor de forma granulelor (A), de felul de așezare a acestora (B), de gradul de sortare (C) și de gradul de cimentare (D)

după Gâștescu, 1998

Convențional, după dimensiuni, porii se împart în:

- supracapilari, cu diametre cuprinse între 0,5-1,2 mm; circulația apei are loc în conformitate cu legile hidrodinamicii; când porii supracapilari depășesc diametrul de 1,2 mm nu se consideră porozitate obișnuită, ci macroporozitate (cavernozitate);
- capilari, cu diametre cuprinse între 0,5-0,0002 mm; circulația nu are loc în conformitate cu legile hidrodinamicii;
- subcapilari, cu diametre mai mici de 0,0002 mm; apa nu circulă (fig.77).

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA LIBRARY

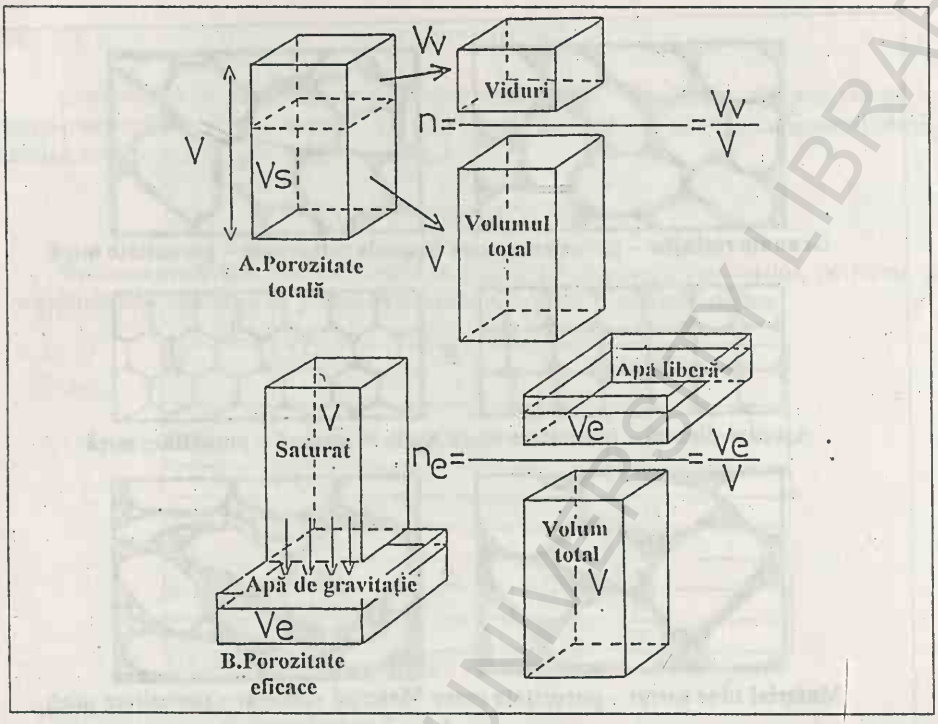


Fig.76 Porozitatea totală (A) și eficace (B)

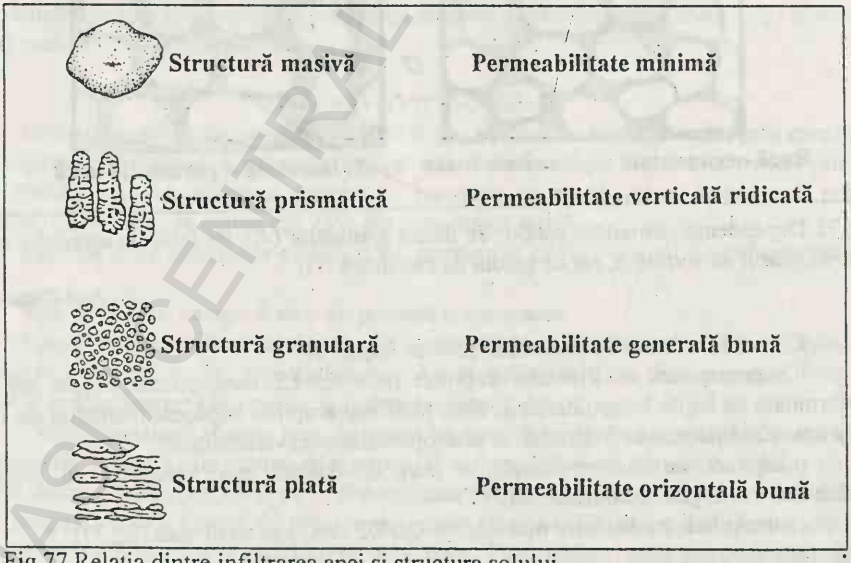


Fig.77 Relația dintre infiltrarea apei și structura solului

după Jones, 1998

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Gradul de îndesare naturală (D) exprimă într-o oarecare măsură şi volumul rocilor. Din acest punct de vedere rocile se pot clasifica în:

- afânate (D = 0,00-0,33);
- îndesate (D = 0,33-0,66);
- foarte îndesate (D = 0,66-1,00).

După modul de alcătuire a rocilor se pot distinge două tipuri principale de porozitate: primară şi secundară.

Porozitatea primară este reprezentată de golurile existente între granulele rocilor sedimentare, de spaţiile dintre feţele de stratificaţie sau prin fisurile depozitelor de roci sedimentare cimentate, roci metamorfice sau chiar eruptive.

Porozitatea secundară este reprezentată de spaţiile rezultate din acţiunea de dizolvare a apei, de fisurile ce rezultă din contractarea rocilor precum şi de fisurile sau porii rezultaţi din procesele de cristalizare, deshidratare şi eroziune eoliană.

Rocile compacte străbătute de fisuri deţin un volum redus de pori sau sunt lipsite total de goluri. Din această categorie fac parte rocile eruptive, şisturile cristaline precum şi o serie de roci sedimentare (gresii, gipsuri, calcare etc.).

4. Zonalitatea subterană sol-apă

Primul acvifer (adică cel superior) prezintă două zone de apă subterană: zona nesaturată (la partea superioară) şi zona saturată (la partea inferioară), separate de suprafaţa pânzei.

4.a. Zona saturată

Cuprinde complexul solid – apă şi închide pânza de apă subterană. Deşi sunt prezente cele două tipuri de apă - de retenţie (legată) şi gravitaţională (liberă) - este totuşi domeniul celei din urmă. Toate golurile sunt umplute cu apă, coeficientul de saturaţie este egal cu 100%, în timp ce umiditatea atinge valoarea maximă.

Suprafaţa superioară a acestei zone este chiar suprafaţa pânzei. Grosimea variază în funcţie de structura geologică şi de gradul de alimentare (fig.78). În cazul unor exploatări exagerate grosimea poate scădea la limite alarmante.

Fig.78 Spaţii poroase văzute la microscop

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În raport cu procesele geochimice care au loc între apă şi roci, se pot separa, de la suprafaţa solului până în interiorul stratului acvifer, două subzone:

- de oxidaţie, corespunde cu cea de aeraţie.
- de cimentaţie, este situată sub nivelul apelor freatice, până la adâncimi ce pot ajunge la 9-12km. Temperatura acestor sectoare se poate ridica la 365°C şi apa suferă un proces de disociere în elementele ei componente (Pişota, Buta, 1981).

4.b. Zona nesaturată (de aeraţie)

Se caracterizează prin prezenţa complexului solid – apă – aer. Cuprinde apa de reţenţie (legată) şi gravitaţională (liberă). Cantitatea de apă gravitaţională este foarte slabă sau chiar nulă. Orizontul permeabil are porii capilari saturaţi, dar nu şi pe cei subcapilari. Conţine numai apă suspendată şi permite circulaţia descendentă.

În funcţie de valorile coeficientului de saturaţie şi de umiditate care, în mod sumar descresc spre suprafaţă, zona nesaturată este subdivizată în trei subzone (de sus în jos):

- de evaporaţie (sau evapotranspiraţie);
- de tranziţie (sau intermediară);
- franj capilar (sau capilară).

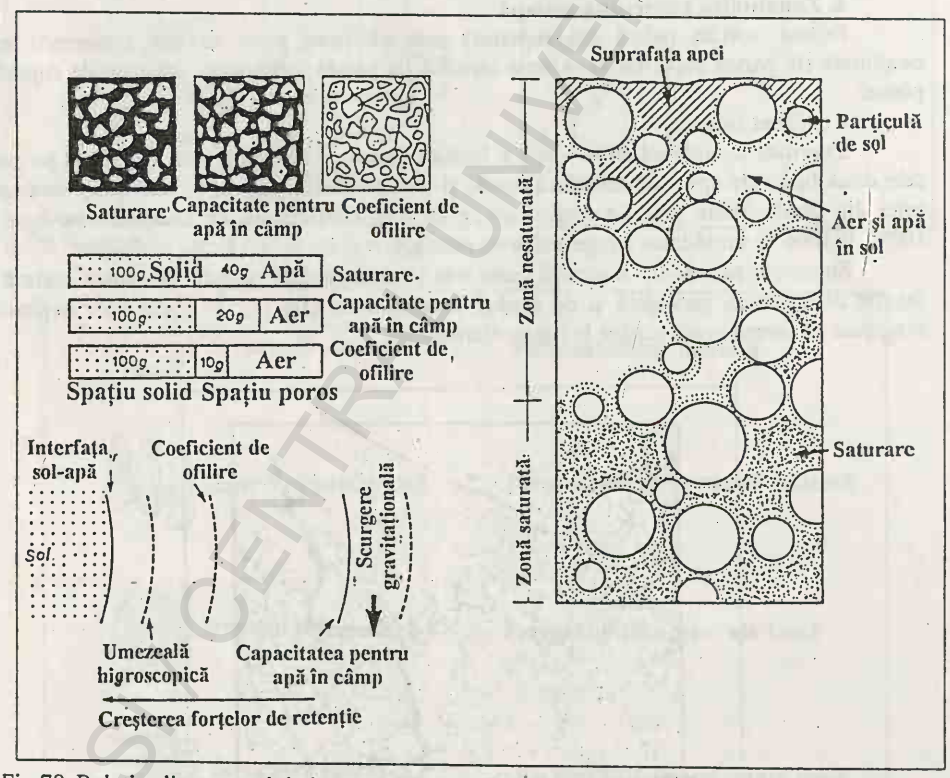


Fig.79 Relaţia dintre gradul de saturare, capacitatea pentru apă în câmp şi coeficientul de ofilire

după Newson, 1994

Subzona de evaporaţie vine în contact cu atmosfera deoarece este situată în orizontul superior unde se dezvoltă şi sistemul radicular. Apa infiltrată din precipitaţii şi reţinută prin

BCU IAŞI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

capilaritate poate fi cedată atmosferei în urma procesului de evaporare sau prin sistemul radicular al plantelor (evapotranspirație). Când cantitatea de precipitații este scăzută rezerva de apă se poate epuiza și plantele ofilesc.

Subzona de tranziție este situată între subzonele de evaporație și capilară. Grosimea ei este în funcție de nivelul la care se află orizontul freatic. Se păstrează umiditatea suspendată în cadrul porilor capilari. Umiditatea nu cunoaște o variație prea mare și nu poate ceda apa subzonei de evaporație.

Franjul capilar este alimentat de apele zonei saturate, urcate prin capilaritate (ascensiune capilară). Cunoaște grosimi variabile în funcție de starea de capilaritate pe care o au rocile respective. Umiditatea ei este mai ridicată decât subzona de tranziție și conține apă higroscopică, peliculară și capilară. Umiditatea provine din orizontul freatic. Grosime subzonei depinde de porozitate: cu cât aceasta este mai mică cu atât apa poate urca mai mult. La nisipurile grosiere apa urcă 12-15 cm, în nisipul mediu 40-50 cm, în cel fin 90-100 cm, în pământul nisipos 175-200 cm, în cel argilos 225-250 cm etc.

Se remarcă faptul că dacă suprafața pânzei (noțiune teoretică) corespunde vârfului zonei unde golurile sunt saturate (adică include o parte a franjului capilar), din contra, suprafața piezometrică, măsurată în cadrul franjului și la izvoare, se plasează sub limita superioară a zonei saturate (fig.79).

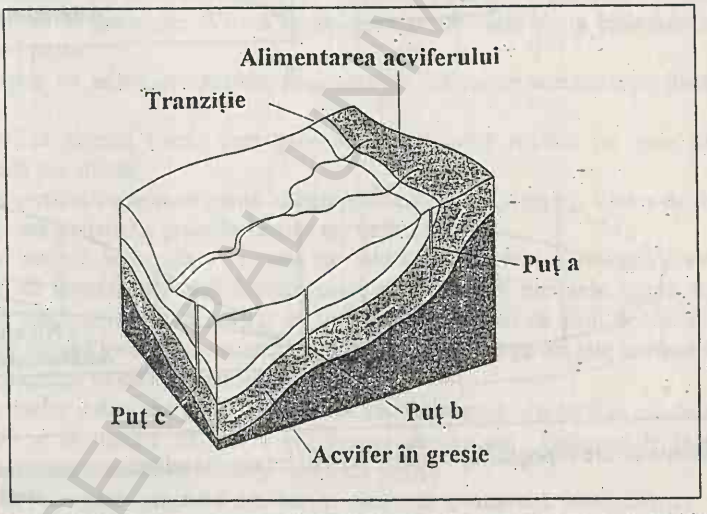


Fig.80 Relația dintre sistemul de încărcare și descărcare a unui acvifer
după Leopold, 1997

5. Apa subterană, agent geodinamic și hidrogeochimic

Prin puterea sa de dizolvare sau punere în suspensie a substanțelor minerale, apa subterană în mișcare este un agent de transport, adică de schimburi între suprafața solului și toată întinderea domeniului subteran și invers. De aici rezultă și rolul foarte important pe care-l joacă în propagarea poluării. Acțiunea în cauză este studiată de hidrogeochimie.

Pe parcursul traseului său subteran (alimentare prin apa de suprafață – infiltrație – acvifer – emergență – apă de suprafață) și potrivit unei durate mai mult sau mai puțin lungă (de la câțiva ani la câteva zeci de milenii), vehiculul apă joacă două roluri importante: geodinamic și hidrogeochimic.

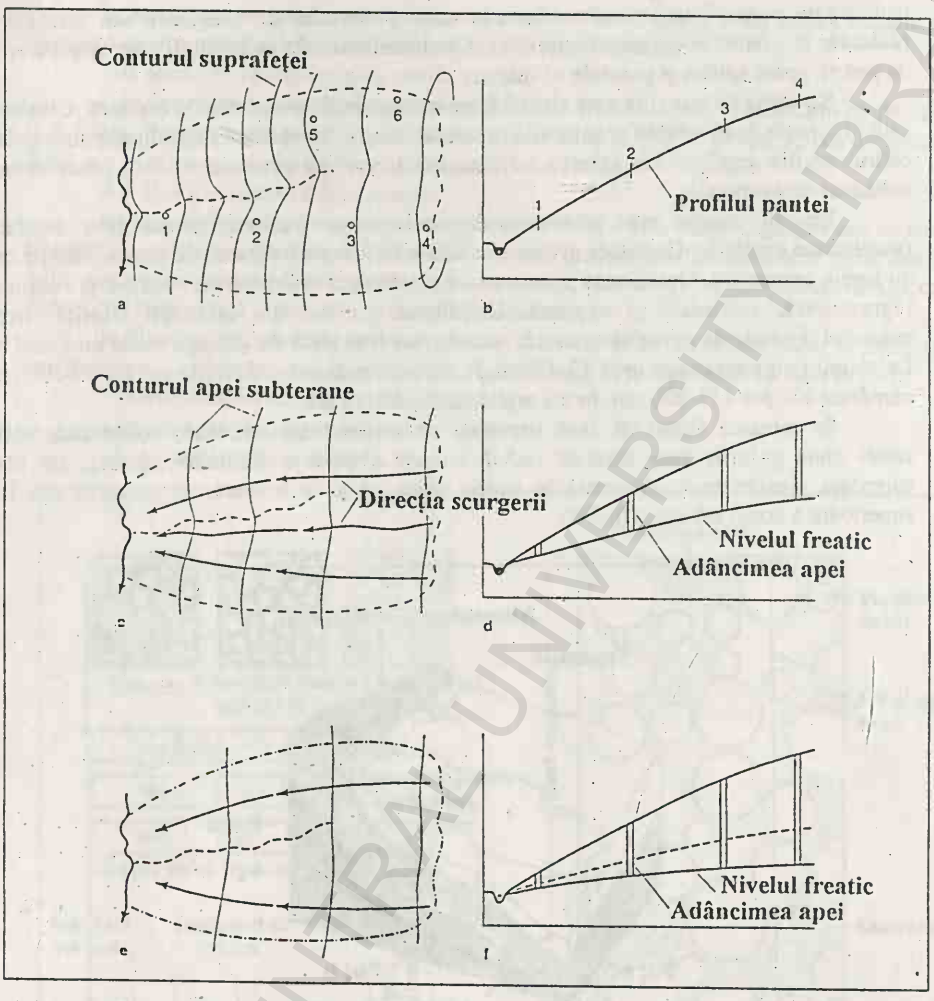


Fig.81 Relația dintre topografie, conturul pânzei freatice și adâncimea acesteia
după Leopold, 1997

Apa subterană este un agent geodinamic prin intermediul scurgerii subterane, prin acțiunea sa mecanică, coroziunea rocilor carbonatate și, la un grad mai mic, prin transportul materiilor în suspensie. În aceeași măsură ea asigură transferurile de căldură.

Apa subterană este în același timp un puternic agent hidrogeochimic prin puterea sa de dizolvare. Asigură transportul și schimburile substanțelor minerale.

6. Scurgerea și hidrodinamica apelor subterane

6.a. Schema generală a scurgerii

Apa subterană este alimentată din precipitațiile care, în final, se scurg pe văi sau în pânză (fig.80). Încărcătura motrică este reprezentată de morfologia scoarței (fig.81). Din aceste puncte apa penetrează subvertical în sol formând o ramură descendentă. Scurgerea sa are loc sub o pantă lină (fig.82).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

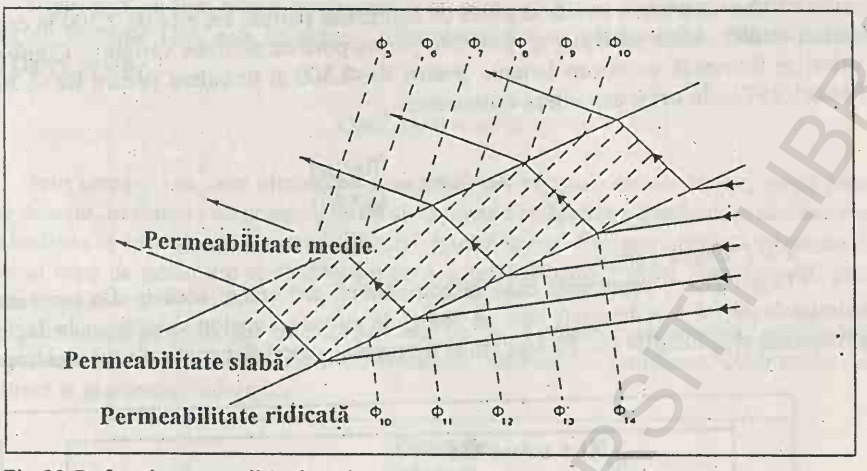


Fig.82 Refracția scurgerii în funcție de parametri permeabilității

Apele subterane se află tot timpul în mișcare, indiferent de natura litologică și adâncimea formațiunilor geologice. Viteza de scurgere poate varia de la câțiva milimetri la câteva mii de metri pe an.

Teoria apelor de adâncime perfect stagnante nu întâlnește actualmente decât foarte puțini adepți.

Apa gravifică circulă foarte ușor prin porii și fisurile rocilor pe toate direcțiile: verticală, orizontală sau mixtă.

Circulația verticală este dominantă în zona nesaturată (de aerație). Viteza de deplasare este în funcție de caracteristicile granulometrice ale depozitelor.

Circulația laterală se produce în zona de saturație completă a stratelor freatice. Ca urmare a faptului că suprafața pânzei freatice tinde să aibă toate punctele situate la același nivel, în masa de apă a orizontului acvifer se formează un sistem de linii de curent în care viteza moleculelor de apă poate fi constantă, moment în care scurgerea este uniformă, sau să prezinte variații, moment în care curgerea este neuniformă.

Mișcarea apelor subterane poate fi laminară sau turbulentă – principiu pus la punct de Reynolds în 1883 – în funcție de viteza cu care se deplasează. Trecerea de la curgerea laminară la cea turbulentă poartă denumirea de viteză critică.

Regimul de scurgere laminară are loc în rocile cu porozitate omogenă, cu porii de dimensiuni reduse, fiind estimat prin numărul Reynolds (Re):

$$Re = \frac{(Vcrit.* d * \delta a)}{\mu},$$

în care:

Vcrit. – viteza critică medie (cm/s);
d – diametrul porilor (cm);
δa – greutatea specifică a lichidului (g/cm^3);
μ – vâscozitatea lichidului (poise).

Valoarea acestui număr depinde de netezimea porilor. Ea este de 2.300 în cazul porilor netezi, de 600 pentru porii rugoşi şi de 540 pentru porii cu secţiune variabilă. Conform acestor valori se formează un regim laminar pentru Re<2.300 şi turbulent pentru Re>2.300 (Preda, Marosi, 1971). În acest caz viteza critică este:

$$Vcrit. = \frac{(\mathrm{Re}^* \mu)}{(d * \delta a)}.$$

6.a.1. Legea Darcy

Legea Darcy reprezintă baza hidrodinamicii subterane; aceasta din urmă este partea hidrogeologiei şi a hidraulicii care se referă la curgerea apelor subterane, la legile care le guvernează şi aplicaţiile lor. Ea reprezintă ansamblul aspectelor cantitative ale hidrogeologiei.

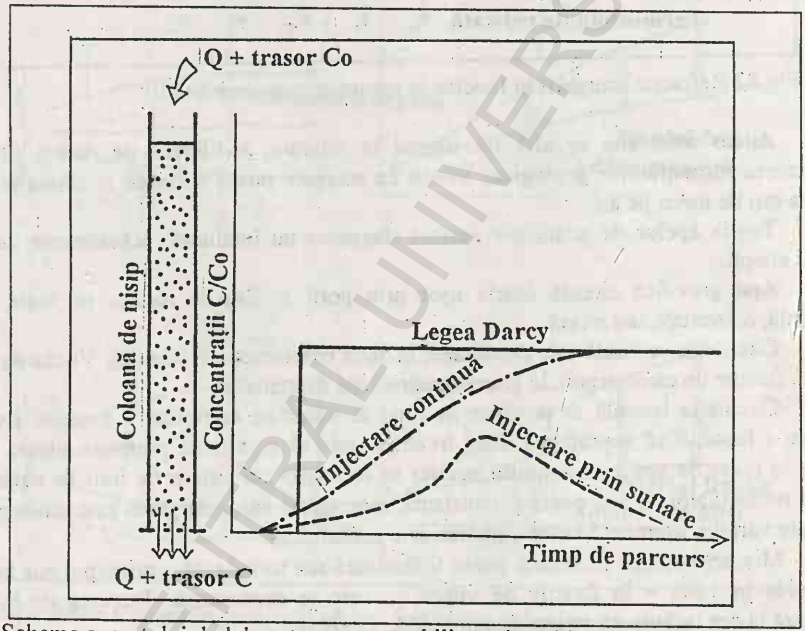


Fig.83 Schema aparatului de laborator pentru stabilirea vitezei intergranulare şi a dispersiei

Scurgerea apei ce traversează o coloană verticală de nisip natural a fost studiată experimental în 1856 de Darcy H, inginer hidrolog în oraşul Dijon (Franţa). El a utilizat tuburi verticale de 2,5m înălţime şi de 0,35m diametru interior (fig.83). Acestea au fost umplute cu nisip natural pe o grosime e, sub o încărcătură de apă (înălţimea apei), notată cu h. S-a demonstrat că volumul de apă Q (în m^3/s) ce se infiltrează de sus în jos, pe coloana de nisip, traversând secţiunea totală interioară A (în m^2), într-o unitate de timp s (secundă), este în funcţie de coeficientul K caracteristic mediului poros şi pierderii de încărcătură pe unitate de lungime a cilindrului de nisip H/e:

$$Q=KA\ H/e.$$

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ulterior K a fost numit coeficientul de permeabilitate. Pierderea de încărcătură pe unitate de lungime H/e, este în aceeaşi măsură definită ca gradientul hidraulic I. Expresia Legii Darcy devine:

$$Q(m^3/s)=KA(m^2)I.$$

Prin urmare apa care circulă pe un aliniament vertical, de sus în jos, poate prezenta viteze diferite, în funcţie de granulometrie şi se poate desfăşura pe o suprafaţă mai mare odată cu adâncimea la care ajunge. În condiţiile unei granulometrii fine apa prezintă viteze mici şi la adâncimi mari de penetrare se desfăşoară pe o suprafaţă mare. Pentru granulometrii grosiere situaţia este inversă.

Circulaţia apei în sol este influenţată de următoarele caracteristici: permeabilitate, capacitatea de absorbţie, coeficientul de absorbţie, vâscozitate, umiditate, debit unitar, viteza de filtrare şi gradientul hidraulic.

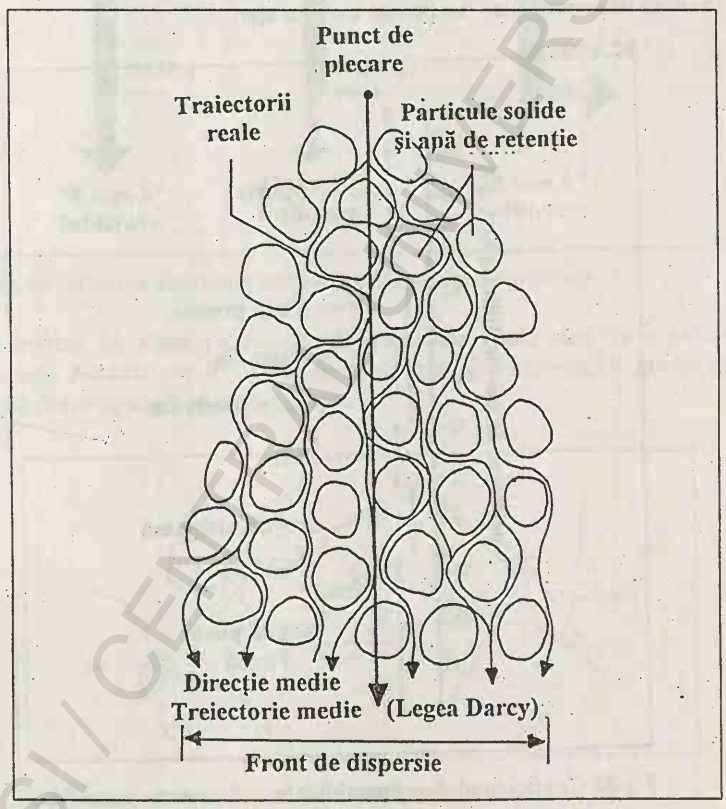


Fig.84 Viteza intergranulară şi dispersia

Permeabilitatea reprezintă proprietatea rocilor de a permite apei să circule prin pori. Aceasta este în funcţie de aranjamentul granulelor, mărimea porilor, temperatura şi vâscozitatea apei etc. Circulaţia apei prin porii rocilor se face prin curgere gravitaţională când vidurile sunt mari şi tensiunea superficială are un rol redus (pietriş, nisip). Permeabilitatea nu depinde de volumul total al porilor ci de mărimea lor (fig.84). Nisipurile, pietrişurile etc. sunt

considerate roci care au o permeabilitate omogenă; argilele, marnele etc. nu prezintă permeabilitate; rocile eruptive, metamorfice etc. au o permeabilitate neomogenă (fig.85,86).

Permeabilitatea poate fi: omogenă (rocile au pori numeroşi şi apa pătrunde cu uşurinţă prin ei); neomogenă (au pori puţini şi fără legătură între ei) (fig.87).

Permeabilitatea se exprimă în cm/s sau în unitate darcy (K); aceasta din urmă este definită ca debitul de $1cm^3/s$ al unui fluid cu vâscozitate dinamică 1 centipoise care se infiltrează printr-un mediu poros cu secţiunea de $1cm^2$, sub acţiunea unui gradient de presiune de 1 atm./cm (1 darcy = $0,966*10^3$ cm/s sau rotunjit 1 darcy = $1*10^{-3}$cm/s la 20°C) (Buta, 1983).

Din punct de vedere hidrologic rocile sunt grupate în:

1. Roci permeabile – permit curgerea apei prin porii lor. Ele pot fi: granulare (formate din material grăunţos şi în general neuniform); fisurate (formate din roci impermeabile, dar cu fisuri de diferite mărimi).

2. Roci semipermeabile – apa circulă cu mare greutate.

3. Roci impermeabile – nu permit trecerea apei.

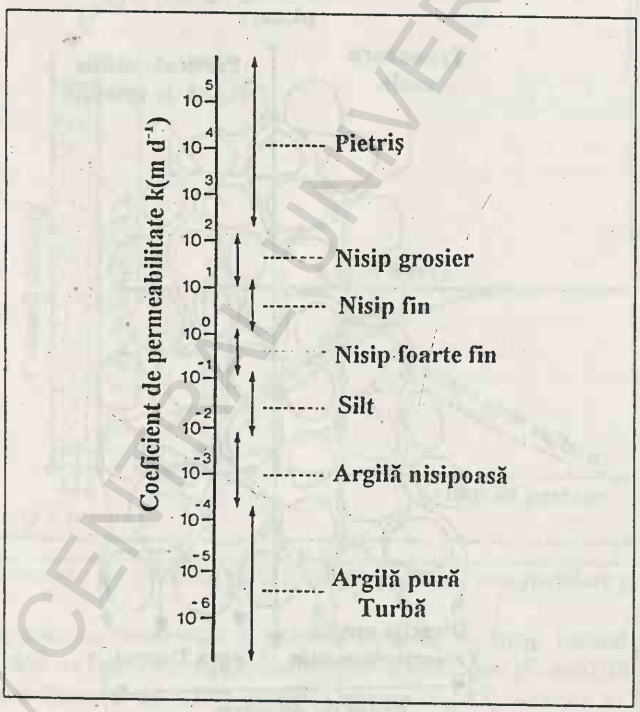


Fig.85 Coeficientul de permeabilitate în funcţie de natura rocii

În raport cu permeabilitatea, rocile se împart în:

- Roci acvifere – au pori supracapilari şi capacitatea de înmagazinare a apei, dar şi de a o ceda prin scurgere (pietrişuri, nisipuri, gresii, conglomerate slab cimentate, bolovănişuri, grohotişuri etc.).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- Roci acviclude – deţin pori capilari şi subcapilari care au capacitatea de înmagazinare, dar având o porozitate capilară mică şi o viteză de circulaţie a apei redusă şi numai sub presiune, nu pot ceda apa (argile, marne).

- Roci acvifuge – roci compacte în care apa nu poate pătrunde din cauza porozităţii foarte reduse (rocile eruptive, metamorfice, sedimentare cimentate). Apa circulă doar prin fisuri.

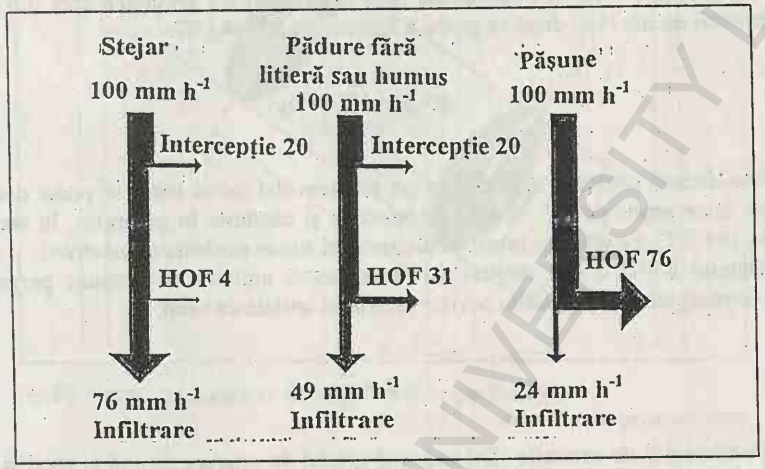


Fig.86 Influenţa vegetaţiei asupra coeficientului de infiltrare

Capacitatea de absorbţie reprezintă proprietatea unor roci de a reţine o anumită cantitate de apă. Aceasta este în funcţie de compoziţia granulometrică, gradul de îndesare şi rapiditatea de descompunere în prezenţa apei.

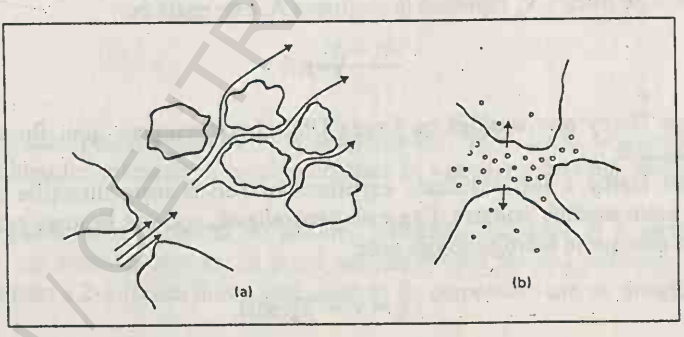


Fig.87 Dispersia mecanică (a) şi moleculară (b)

Capacitatea de absorbţie se exprimă prin coeficientul de absorbţie (Ca), definit ca raportul dintre masa de apă reţinută de o probă de rocă în stare naturală (ml) şi masa aceleaşi roci uscată la 104,5°C (m).

Capacitatea de absorbţie depinde de gradul de saturare al rocii.

Vâscozitatea este rezistenţa pe care o opune la curgere apa ca urmare a frecării interioare. Poartă şi denumirea de vâscozitate dinamică (N) şi variază cu temperatura

BCU SIBIU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(vâscozitatea se reduce odată cu creşterea temperaturii). Se măsoară în centipoise, unitate care la 20°C este egală cu 1 şi reprezintă a suta parte dintr-un poise.

$$N = \frac{0,0001817}{\left(1 + 0,337t + 0,00022t^2\right)}\left(\frac{kg}{s.m^2}\right).$$

Umiditatea (W) este cuantificată prin raportul dintre greutatea apei din pori (Ga) şi greutatea rocii uscate (Gr) după ce proba a fost uscată la 104,5°C:

$$W\% = \left(\frac{Ga}{Gr}\right) * 100.$$

Umiditatea naturală, existentă la un moment dat într-o rocă, se poate determina prin recoltarea unor probe de sol, în capsule speciale şi cântărite în laborator, în stare umedă şi uscată, la 104,5°C. Se mai pot folosi tensiometre şi sonde nucleare cu neutroni.

Debitul unitar q este debitul care traversează unitatea de secţiune perpendicular cu direcţia de scurgere într-un mediu acvifer saturat în unitate de timp:

$$q = \frac{K}{A}.$$

Coeficientul de saturaţie (Cs) exprimă gradul de saturare cu apă al rocii şi este definit ca raportul dintre absorbţia la presiune normală (ai) şi la presiunea de 150 kgf/cm^2 (ap).

$$Cs = \frac{ai}{ap}.$$

Viteza de filtrare V, raportată la secţiunea A, este egală cu:

$$V = KI.$$

Legea Darcy este analogă cu Legea Ohm, baza scurgerii unui fluid electric într-un mediu conducător.

Legea Darcy a fost verificată experimental pentru toate direcţiile curentului, toate lichidele şi toate mediile poroase. Expresia generalizată, aplicată în toate cazurile pe care le pot prezenta structurile hidrogeologice este:

$$q = V = -kgradH.$$

Semnul — este introdus înaintea celui de-al doilea membru al acestei expresii deoarece încărcătura diminuează în sensul scurgerii şi q sau V nu pot fi negative. K este coeficientul de permeabilitate, în sens larg, ţinând cont de toate caracteristicile mediului poros (geometrie internă, granulometrie), şi al lichidului care-l traversează (vâscozitate şi greutate specifică). Expresia gradH este asimilabilă gradientului hidraulic.

Legea Darcy se aplică acviferelor cu roci rezervor omogene sau scurgerii laminare.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

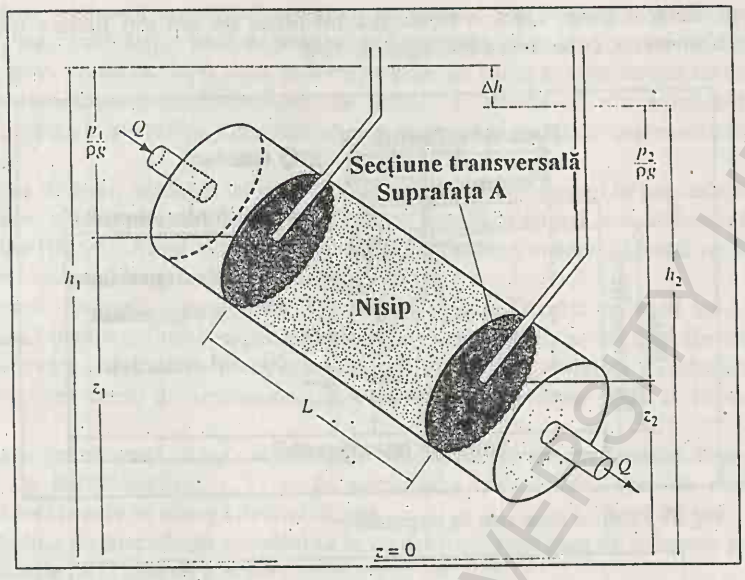


Fig.88 Aparatul cu care se demonstrează legea Darcy
după Hornberger et al., 1998

Gradientul hidraulic (I) reprezintă diferența de încărcătură hidraulică dintre două puncte ale unui acvifer, pe unitate de distanță, potrivit direcției generale de scurgere (fig.88). Încărcătura hidraulică fiind măsurată prin nivelul piezometric, este asimilabilă cu panta suprafeței piezometrice. În practică, este calculată pe teren, plecând de la nivelurile piezometrice măsurate în două foraje: unul în amonte (H_1), altul în aval (H_2), situate pe aceeași linie de curent și separate de o distanță L:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L}.$$

Aceste date pot fi obținute, în aceeași măsură, pe o hartă piezometrică. Valorile gradientului hidraulic, măsurate în condiții normale de scurgere subterană, sunt mici: de la 10^{-3} la 10^{-5}.

Cunoscându-se coeficientul de filtrare, gradientul hidraulic și o serie de elemente dimensionale ale stratului acvifer, se poate aprecia debitul de apă conținut. Este imperios necesară existența a 2-3 foraje, dintre care două să fie perpendiculare pe direcția de curgere a stratului.

6.a.2.Conul de depresiune

Ca urmare a pompării acviferului într-un puț (b) scade nivelul de apă din cadrul lucrării (nivelul dinamic) și se creează în acvifer o arie de influență în formă de pâlnie, adică un con de depresiune (fig.89).

Cu o suprafață piezometrică orizontală, acest con este caracterizat prin raza sa de influență (R) și coborârea (s). Coborârea este egală cu diferența H dintre suprafața piezometrică în repaus, măsurată deasupra substratului, pe de o parte, și nivelul dinamic în puț sau nivelul de apă într-o lucrare de observație (piezometru) situată la o distanță x de axa

puțului, pe de altă parte. Dacă h reprezintă înălțimea de apă din lucrare (puț), măsurată deasupra substratului, coborârea s este egală cu H-h.

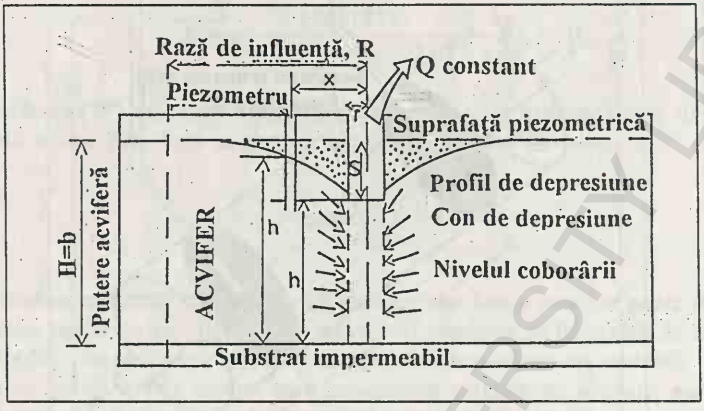


Fig.89 Profilul unui con de depresiune

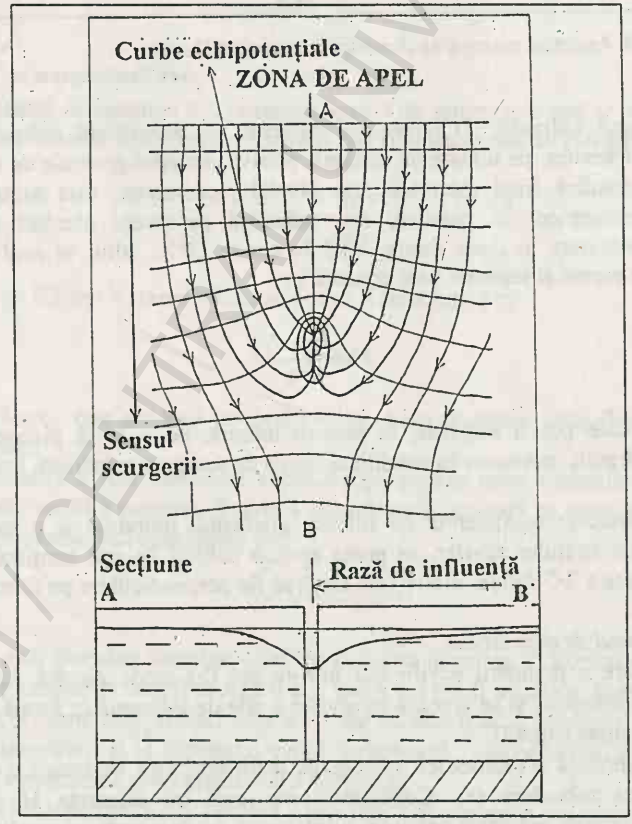


Fig.90 Con de depresiune cu suprafața piezometrică înclinată

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Într-o secțiune transversală conul de depresiune este limitat la partea superioară de suprafața piezometrică și la bază de profilul de depresiune.

În plan, conul de depresiune este reprezentat de curbe echipotențiale de depresiune cu forme circular-concentrice. În realitate, ca urmare a faptului că apa subterană este într-o continuă deplasare, suprafața piezometrică este înclinată și conul de depresiune este deformat și asimetric.

Zona de apel, adică partea ariei de influență unde apa ajunge în puț, este foarte etalată spre amonte; rezultă că raza de influență, redusă în aval și lateral, este dificil a fi delimitată spre amonte (fig.90). Acest lucru se petrece când apa care alimentează puțul provine dintr-un front amonte situat uneori la mulți kilometri distanță.

Aceste indicative sunt foarte importante în lupta contra poluării apelor subterane captate, adică pentru delimitarea perimetrelor de protecție, mai ales în cazul fântânilor.

Diferența esențială dintre acviferul cu pânză liberă și acviferul cu pânză captivă, este că în primul caz conul de depresiune afectează acviferul, în timp ce în al doilea caz el este virtual.

Raza de influență (R) și coborârea (s) sunt în funcție de coeficientul de permeabilitate (K) (sau de transmisivitate – T) și de porozitatea eficace (nc) (sau de coeficientul de înmagazinare) la care se adaugă debitul de apă.

Studiile de specialitate au arătat că la un debit constant raza de influență și de coborâre cresc în funcție de timpul de pompare.

7. Metode de determinare a circulației apelor subterane

Presiunea lichidului dintr-un punct oarecare se poate afla prin cunoașterea poziției altimetrice a nivelului piezometric. Mișcare apei în rocile poroase nu se face în bloc. Apa se deplasează conform relației:

$$V = \frac{q}{r},$$

unde:

V – viteza;

q - debitul;

r – porozitatea.

Dacă apa se marchează cu săruri, coloranți sau izotopi radioactivi se poate detecta în aval că marcatorul ajunge mult mai repede; aceasta dovedește că mișcarea apelor în medii poroase nu se face în masă, ea fiind însoțită de o difuzie în sens transversal.

Pentru a trasa direcția de deplasare a apelor subterane sunt utilizate hărțile topografice și hidrogeologice. Pe hărțile hidrogeologice sunt marcate hidroizohipsele și hidroizobatele.

Hidroizohipsele sunt liniile care unesc punctele cu aceeași cotă a nivelului piezometric, față de nivelul mării.

Hidroizobatele (izofreate) sunt liniile care unesc punctele cu aceeași adâncime a nivelului piezometric, față de suprafața topografică (Pișota, Zaharia, 1996).

Direcția de scurgere a apei subterane depinde de sensul pantei hidraulice, de înclinarea patului impermeabil și de poziția zonei de maximă alimentare. Ea poate fi determinată cu ajutorul trasorilor sau grafic. Pe hărțile hidrogeologice se trasează linii perpendiculare pe hidroizohipse existente; curgerea se manifestă în sensul descreșterii cotei.

Pentru exactitate se folosește metoda trasorilor cu săruri sau coloranți. Procedeul a fost folosit pentru prima dată de Kandler P. (1864) în zona Trieste și mai apoi de Knopp A. (1877)

care au folosit fluoresceina pentru apele carstice. În România, procedeul a fost utilizat de Mihuția S. (1901) pentru carstul din zona Vașcău. Cel mai des se folosesc soluțiile colorate, trasorii chimici sau radioactivi (Zăvoianu, 1999).

Metoda marcării cu coloranți organici este des utilizată deoarece nu sunt toxici pentru om, plante și animale precum fluoresceina, fenolftaleina, uranina, fuxina (fucsină) etc. În apele alcaline, fluoresceina devine verzuie și se poate detecta vizual chiar la o diluție de 1:40 milioane, iar la o diluție mai mare se pot folosi lampa Wood, fluoroscopul sau colorimetrul.

Trasorii chimici utilizează diferite săruri: clorura de sodiu, amoniu, calciu, litiu. Sunt ușor solubile dar necesită cantități mari deoarece sunt absorbite de roci.

Trasorii amintiți se introduc într-un singur puț sau mai multe și se urmărește când apar în forajele și puțurile nemarcate; se pun în evidență viteza și direcția de deplasare.

Metoda ionilor trasori. Aceștia se prezintă sub formă de săruri care nu se găsesc în mod natural în sol: sulfatul de cupru, sulfatul de zinc, sulfatul de nichel. Ionii de cupru și zinc se pun în evidență cu o soluție de 0,001% ditizonă (difeniltiocarbazon) în mediu de cloroform sau tetraclorură de carbon.

În prezența ionilor de cupru, soluția verde închisă de ditizonă devine violetă, iar în prezența ionilor de zinc culoarea se schimbă în roșu. Ionul de nichel se pune în evidență cu dimetilglioxim (Trufaș, 1965).

Metoda trasorilor radioactivi este mult mai economică deoarece se pot face modificări chiar la cantități foarte mici de ordinul a 10^{-9}g. Sunt folosiți izotopii de brom 82, cadmiu 15, iod 131, argint 110, seleniu 75. Detectarea se face cu ajutorul contorului Geyger-Müller.

Metoda trasorilor chimici se folosește doar când pe direcția de curgere a apelor subterane se găsesc două foraje cu coloane metalice (fig.91).

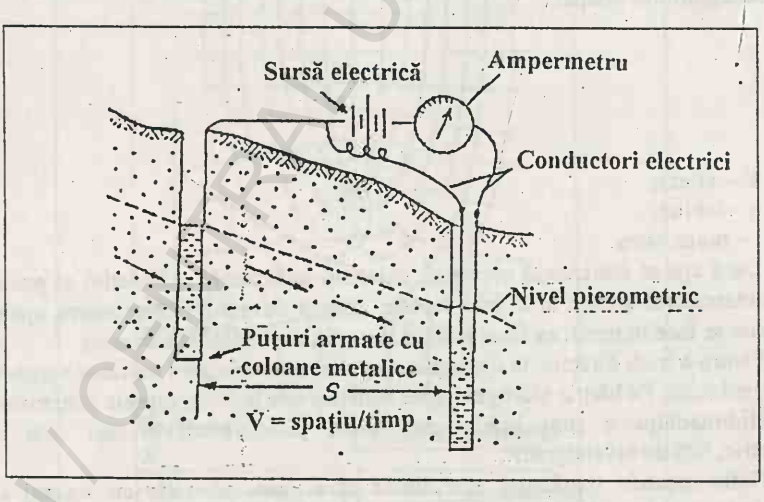


Fig.91 Instalație pentru determinarea direcției de curgere a apelor freatice și a vitezei de infiltrare prin metoda cu electroliți

după Preda, Marosi, 1971

Sunt necesare o baterie, o rezistență și un ampermetru. De un pol al bateriei sunt legate două fire, unul care merge la forajul cu nivel mai ridicat și celălalt la o rezistență care se introduce în puțul cu cota cea mai coborâtă. Între polul doi și forajul cu nivel coborât se leagă un ampermetru. În forajul unu (P1) se introduce un electrolit care se va deplasa odată cu masa

de apă spre forajul doi (P2). Cronometrarea timpului începe din momentul introducerii electrolitului. Cunoscând înainte conductibilitatea apei din foraj, se așteaptă la cel de-al doilea foraj până ajunge electrolitul. Ampermetrul va indica o scădere bruscă a rezistenței pe care o opune masa de apă din foraj la trecerea curentului electric. Momentul trebuie să coincidă și cu citirea timpului la cronometru pentru a se urmări care este durata deplasării masei de apă între cele două foraje.

Cunoscându-se distanța dintre foraje (l), diferența de nivel (h) și timpul de deplasare a masei de apă, se poate calcula coeficientul de filtrare.

Procedeul grafic se bazează pe existența a trei puțuri sau foraje apropiate și dispuse sub forma unui triunghi echilateral (fig.92,93).

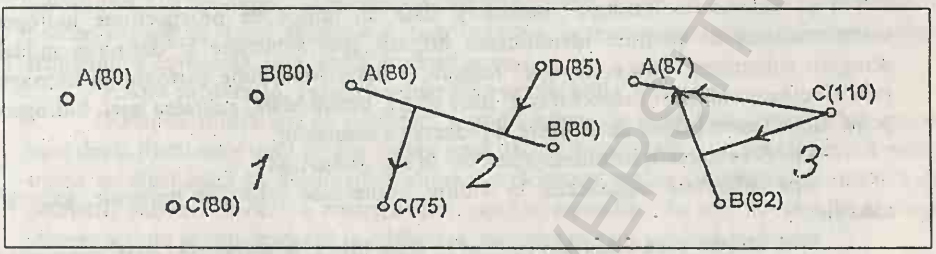


Fig.92 Determinarea direcției de curgere a apelor subterane prin metoda celor trei foraje sau puțuri (în paranteză sunt notate cotele nivelurilor piezometrice)

după Zăvoianu, 1999

La aplicarea acestei metode se pot întâlni trei situații:

- Dacă nivelul în cele trei puțuri se află la aceeași cotă, suprafața orizontului freatic este aproape orizontală și nu se poate preciza o posibilă direcție de deplasare.

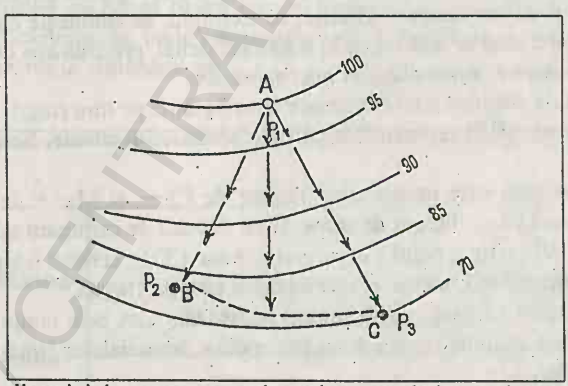


Fig.93 Stabilirea direcției de curgere a apelor subterane, de la puțul A spre puțurile B și C

- Dacă în două puțuri există aceeași cotă și în cel de-al treilea nivelul este mai mare, din el se coboară o perpendiculară pe dreapta care unește primele două foraje, acestea fiind și direcția de curgere a apei freatice. În cazul în care nivelul este mai coborât, de pe dreapta care unește cele două foraje cu aceeași cotă se coboară în unghi drept spre forajul cu nivelul mai coborât, aceasta fiind și direcția de curgere a apei. Sensul de curgere este definit de forajul cu nivel mai coborât sau mai ridicat.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- În condiţiile când toate cele trei foraje au cote diferite, printr-o dreaptă se uneşte cota cea mai mare cu cea mai mică şi prin interpolare se caută punctul care ar avea cota celui de-al treilea foraj. Acest punct se uneşte printr-o linie cu forajul trei şi pe ea se coboară o perpendiculară pornind de la forajul cu cota cea mai ridicată, aceasta fiind direcţia de curgere a apei.

8.Calitatea apei subterane. Hidrogeochimia.

Hidrogeochimia, sau chimia apei, se ocupă cu studiul elementelor chimice din apă (dizolvate sau în suspensie), a parametrilor fizico-chimici care condiţionează punerea lor în soluţie şi comportamentul lor în cursul scurgerii subterane (interacţiuni între apă şi roca rezervor). Hidrochimia înglobează studiul substanţelor minerale dizolvate şi izotopii naturali stabili şi radioactivi (izotopii mediului). Este un mijloc de prospecţiune hidrogeologică complementară ce permite identificarea originii apei subterane şi definirea modalităţilor scurgerii subterane. Aduce, în egală măsură, o mare contribuţie cartografiei hidrogeologice prin executarea hărţilor hidrochimice. Între altele, determinând calitatea apei, hidrogeochimia poate limita posibilităţile de utilizare şi reducere a resurselor.

8.a. Principalele substanţe dizolvate în apa subterană

Apa subterană înglobează, în soluţie, numeroase substanţe minerale, gaze şi săruri solubile.

Principalele gaze dizolvate (uneori în stare liberă de suspensie) sunt: compuşii aerului (oxigen, hidrogen, azot), anhidrida carbonică (CO_2), amoniac (NH_3), sulfura de hidrogen şi un conţinut mai mic de argon, xenon, heliu şi metan. Majoritatea acestor gaze au o solubilitate slabă, cuprinsă între 0,01 şi 0,02 cm^3/cm^3 la temperatură normală, excepţie făcând CO_2, H_2 şi NH_3 care au o solubilitate de 40, 200 şi 60.000 de ori mai mare.

Principalele săruri solubile care reprezintă cauza mineralizării apei sunt: calcarul ($CaCO_3$), dolomita (Ca, Mg)CO_3, gipsul ($CaSO_4,2H_2O$), halitul (NaCl), silvinitul (KCl), nitraţii, silicea (SiO_2). Apele subterane, în funcţie de apropierea sau depărtarea faţă de o mare sau un lac, pot avea concentraţii diferite; ca exemplu, se aminteşte cazul grindului Letea din Delta Dunării care, deşi se află situat în interiorul deltei, prezintă ape clorurate.

8.b. Parametrii mineralizaţiei apei subterane

Elementele chimice sunt exprimate în miligrame pe litru (mg/l).

Reziduu sec (RS) reprezintă totalitatea sărurilor dizolvate. Este obţinut prin desicarea apei la 104,5°C.

Duritatea apei este proprietatea ionilor de Ca++ şi Mg++ de a provoca un reziduu insolubil în contact cu un lichior de săpun şi un depozit de carburant sub efectul fierberii. Este exprimată cantitativ prin gradul hidrotimetric total (TH). Gradul hidrotimetric total francez corespunde la 10mg $CaCO_3$/litru; el este sensibil egal cu 10ppm.

Agresivitatea califică o apă natural acidă, mai ales prin conţinutul ei în CO_2 şi care poate să exercite o acţiune corozivă asupra rocilor, materialelor (ţevi, crepine de foraje) sau asupra conductelor.

8.c. Evoluţia caracteristicilor hidrochimice

Apa subterană primeşte caracteristicile sale hidrochimice de bază în cursul infiltrării în cadrul zonei nesaturate pe primii metri ai scoarţei. Prin urmare, mineralizarea sa suferă modificări odată cu scurgerea subterană sub acţiunea sărurilor solubile ale rocii rezervor sau a influenţelor exterioare (invazie marină de ape sărate, ca în cazul sectorului estic al Deltei Dunării unde predomină apele clorurate faţă de cele dulci din sectorul vestic, sau poluării accidentale).

Influența rocii rezervor depinde de solubilitatea rocilor, de mărimea suprafeței și timpului de contact. Există o relație îngustă între caracteristicile fizice și geochimice ale rocilor rezervor și hidrogeochimia apelor subterane.

8.d. Caracteristicile fizice ale apei subterane

Temperatura apelor subterane, măsurată la emergență sau în acvifer, aduce date cu privire la originea și scurgerea apelor subterane. Temperatura apei se echilibrează cu aceea a rocii rezervor. Influența temperaturii aerului se atenuează foarte rapid în adâncime, la o limită maximă de 40m (zona neutră sau de heterotermie); de la această adâncime temperatura este în funcție de gradientul geotermic.

Conductivitatea electrică și inversul ei rezistivitatea sunt mijloace importante de investigare hidrogeologică. Unitatea de rezistivitate este ohm*cm, care este rezistivitatea unei prisme de apă de 1cm^2 secțiune și 1cm înălțime, la temperatura de 20°C; rezistivitatea, la temperatură constantă, este legată de reziduu sec.

9.Apa subterană, resursă minerală regenerabilă

Relațiile dintre apa de suprafață și apele subterane arată independența lor; ambele nu sunt decât fracțiunile unui singur volum total de apă disponibilă. Din această cauză prelevarea unora se efectuează în detrimentul altora. Exploatarea apelor subterane diminuează debitul scurgerii subterane, deci a emergențelor, apoi a cursurilor de apă pe care le alimentează. Aceste acțiuni se repercutează în adâncime, mai ales în bazinele sedimentare.

Noțiunea de unitate este importantă în vederea prevenirii poluărilor deoarece ea demonstrează că apa este un agent transportor și dispersator foarte important.

10.Rezervele de apă subterană

10.a. Definiție și tipurile de rezerve

Rezerva de apă subterană (W) reprezintă volumul de apă gravitațională conținut la un moment dat într-un acvifer (fig.94). Ea se exprimă în unități de volum, de obicei în milioane m^3.

În acviferele cu pânză liberă volumul rocii rezervor variază în funcție de fluctuațiile suprafeței piezometrice, de unde necesitatea unei referințe la o perioadă definită, în general plurianuală, substratul rămânând fix.

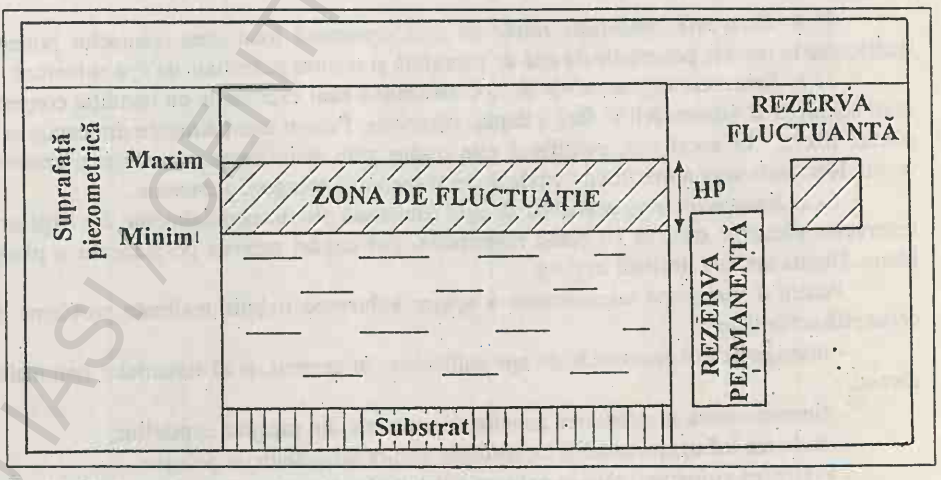


Fig.94 Tipurile de rezerve specifice apelor subterane

Se pot distinge: rezerva totală (Wt), delimitată de suprafaţa piezometrică medie, rezerva permanentă (Wp), limitată de suprafaţa piezometrică cea mai joasă şi rezerva regulară (Wr), care reprezintă cantitatea maximală de apă gravitaţională ce se află în zona de fluctuaţie (între cea mai înaltă suprafaţă şi cea mai joasă).

Rezerva regulară este partea variabilă a rezervei unui acvifer. Ea poate fi comparată, pentru aceeaşi perioadă de referinţă, cu debitul global al unei pânze (Qw – suma cantităţilor de apă ce vin natural în acvifer în timpul perioadei de referinţă).

În acviferele cu pânză captivă, unde stratele impermeabile sunt fixe, poate fi definită doar rezerva totală.

10.b. Evaluarea rezervelor de apă subterană

Rezerva de apă subterană (W) este determinată de volumul masei de rocă rezervor (V) ce corespunde tipului de rezervă şi porozităţii eficace nc(W=V*nc). Volumul rocii rezervor poate fi calculat prin grosimea sa medie (b) şi suprafaţa acesteia (A), sau, cu mai multă precizie, prin planimetrarea hărţilor în curbe izopahe.

10.c. Regenerarea rezervelor de apă subterană

Rezerva de apă subterană a unui acvifer se reînnoieşte prin aportul apelor de alimentaţie. În decursul unei perioade determinate, în general an hidrologic, un volum de apă (dW) este introdus în acvifer şi tranzitează.

Indicele de reînnoire reprezintă raportul acestui volum de apă (dW) cu rezerva totală (Wt). El exprimă volumul de apă care tranzitează în acvifer (rol conducător). Înmagazinarea subterană este în funcţie directă cu acest parametru.

Durata reînnoirii este timpul teoretic necesar pentru ca volumul apei de alimentaţie (dW) să fie egal cu rezerva totală (Wt). Prin urmare, reprezintă timpul cerut pentru a reconstituii rezerva totală dacă aceasta este epuizată. El variază direct în funcţie de retenţia naturală a rocilor rezervor (rol de înmagazinare).

11. Resursele de apă subterană

11.a. Definiţie şi tipurile de resurse

Resursele de apă subterană reprezintă cantitatea de apă utilizabilă care este fizic posibil şi economic avantajos de a fi prelevată din acvifere, într-un domeniu şi în timpul unei perioade definite, ţinând cont de diversele caracteristici tehnice şi practice (exprimate în m^3/an).

11.b. Resursele potenţiale totale de apă reprezintă totalitatea resurselor potenţiale, fracţionate în resurse potenţiale de apă de suprafaţă şi resurse potenţiale de apă subterană.

11.c. Resursele regenerabile de apă subterană sunt exploatate cu condiţia conservării unui echilibru al alimentării şi fără a depăşi rezervele. Provin esenţialmente din captarea apei pânzei libere. În acest caz, echilibrul este tradus prin stabilizarea suprafeţei piezometrice medii. Resursele sunt aproximativ egale la debit mediu al scurgerii subterane.

11.d. Resursele neregenerabile de apă subterană provin esenţialmente din exploatarea rezervelor pânzelor captive cu slabă regenerare. Pot depăşi rezerva permanentă a pânzelor libere. Durata lor este limitată în timp.

Pentru o mai bună administrare a apelor subterane trebuie realizate probleme de o deosebită actualitate:

- managementul resurselor de ape subterane, în general, şi al sistemelor naţionale, în special;
- dimensionarea şi instituirea zonelor de protecţie din preajma captărilor;
- studierea influenţei condiţiilor naturale asupra proceselor de poluare;
- evaluarea vulnerabilităţii la poluare a sistemelor acvifere;

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- punerea în evidenţă a unor soluţii noi, neconvenţionale, aplicabile în condiţiile României, care să aibă în vedere remedierea calităţii apelor subterane poluate;

- estimarea cantitativă şi calitativă a influenţei apelor subterane în managementul teritorial (combaterea procesului de înmlăştinire şi a fenomenelor de sărăturare a solurilor, studierea şi combaterea alunecărilor de teren, reabilitarea stabilităţii şi calităţii mediului în sectoarele de carieră şi exploatare minieră, amplasarea depozitelor de deşeuri etc.) (Zamfirescu, 1997).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL VII Izvoarele

Motto:

"Diavolul este arareori în relaţie cu fântânile şi foarte puţine îi poartă numele, în timp ce foarte multe poartă numele unui sfânt sau al unei zeiţe"

Sébillot, Le folklore de la France, t.II, p.186

Izvorul reprezintă locul unde apa iese la suprafaţă (emerge), în mod natural din cadrul scoarţei şi se scurge, fie la suprafaţa solului, fie într-o formaţiune acvatică (lacuri, mlaştini, mare etc.).

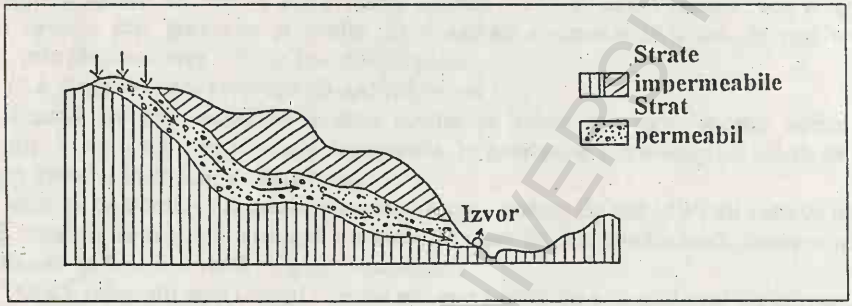


Fig.95 Izvor descendent în strat monoclinal

după Pişota, 1995

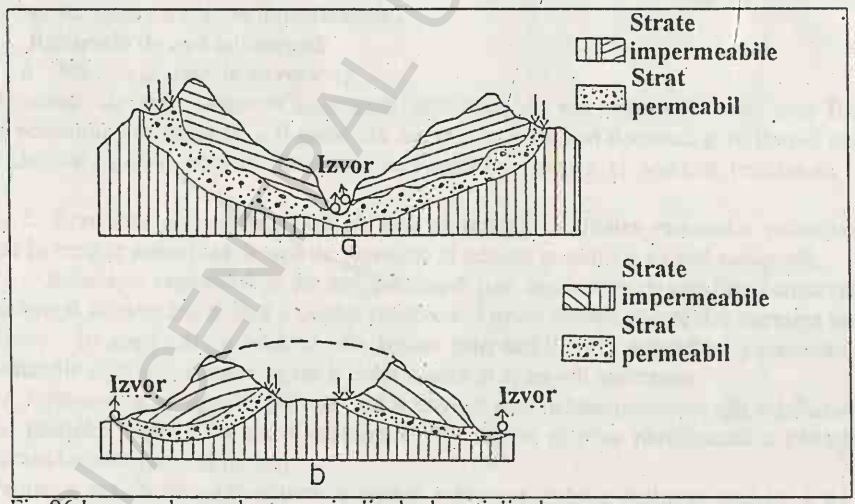


Fig.96 Izvoare descendente: a-sinclinale; b-anticlinale

după Pişota, 1995

Practic, cuvântul emergenţă, reprezintă apa care iese la suprafaţă din stratele acvifere (freatice şi de adâncime).

Clasificarea izvoarelor de pe teritoriul României prezintă următoarea variantă: după situaţia geologică, după temperatură şi după cantitatea de săruri şi gaze dizolvate în apă (Pişota, Buta, 1983; Pişota, 1995; Romanescu, 1996).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

A. Clasificarea izvoarelor:

1.După situaţia geologică

În această categorie se includ două tipuri de izvoare: descendente, ascendente, la care se adaugă şi izvoarele intermitente (specifice zonelor carstice).

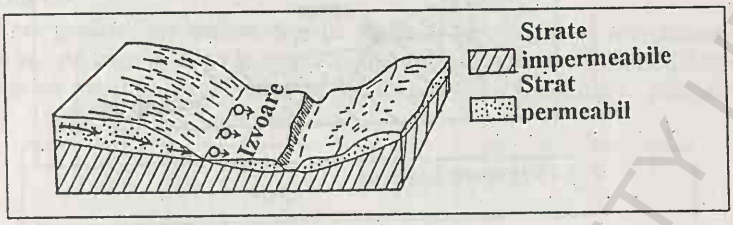


Fig.97 Izvoare descendente de vale

după Pişota, 1995

1.a.Izvoare descendente

Îşi au originea în stratele acvifere aflate sub influenţa gravitaţiei.

1.a.1.Izvoare descendente de strat

Izvoare monoclinale, provin din structurile acvifere monoclinale ce se găsesc între două strate impermeabile. Apar la zi doar în situaţia când stratul acvifer este intersectat de apele curgătoare de suprafaţă (fig.95).

Izvoare de sinclinal, se găsesc pe ambele flancuri ale unui sinclinal şi rezultă din eroziunea stratului superficial (fig.96).

Izvoare de anticlinal, se găsesc pe părţile laterale ale unui anticlinal şi au aceeaşi provenienţă ca primele două.

Izvoare descendente de vale, îşi fac apariţia la baza versanţilor, de cele mai multe ori sub forma unei "linii de izvoare" (fig.97,98).

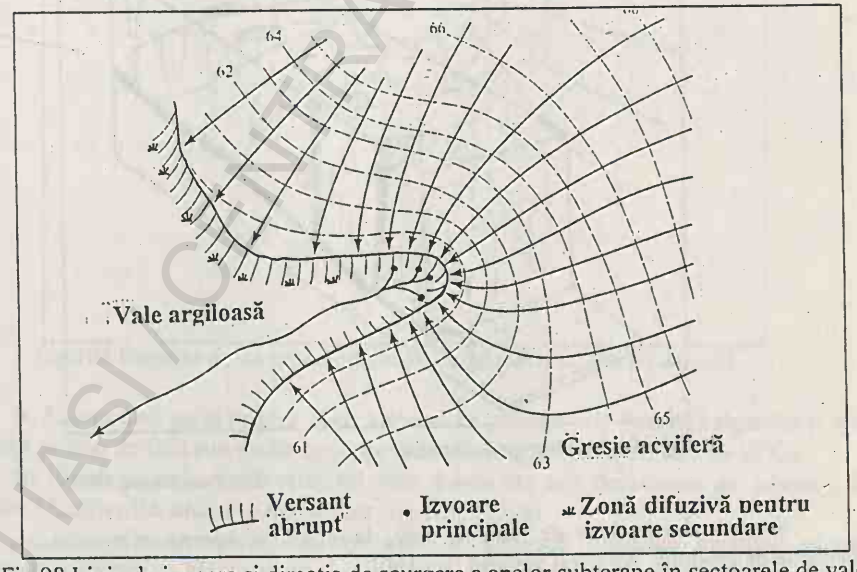


Fig.98 Linia de izvoare şi direcţia de scurgere a apelor subterane în sectoarele de vale

după Dunne, Leopold, 1978

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Izvoare de terasă apar la baza teraselor, la contactul dintre depozitele permeabile şi cele impermeabile. Debitul este bogat şi constant, iar calitatea apei bună (fig.99).

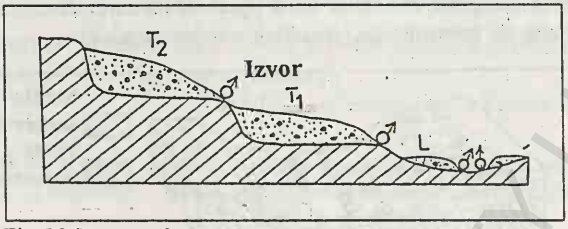


Fig.99 Izvoare de terasă

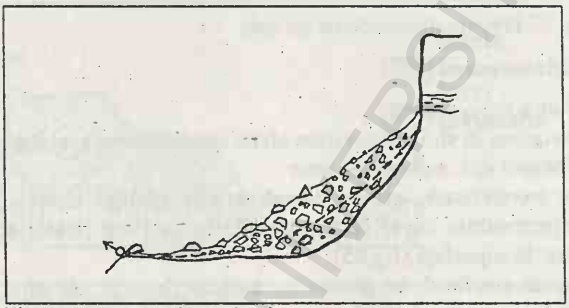


Fig.100 Izvoare de grohotiş

după Romanescu, 1994

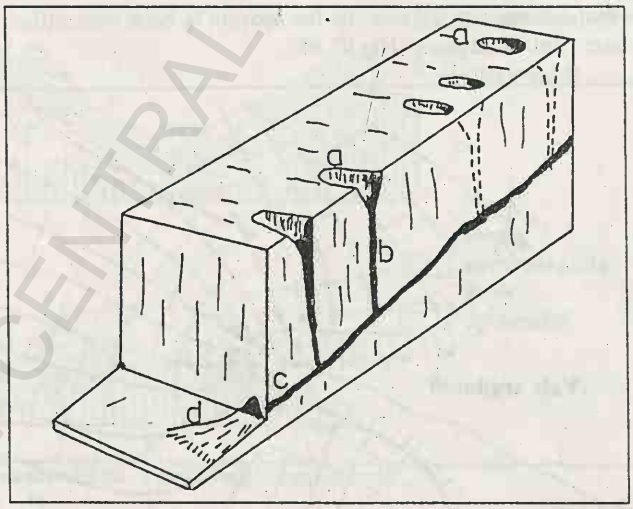


Fig.101 Izvoare de sufoziune

după Romanescu, 1992

Izvoare descendente de grohotiş apar, de regulă, în formaţiunile muntoase care deţin depozite de grohotiş. Au debit variabil (fig.100).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Izvoare asemănătoare se mai pot forma în deluviile de alunecare, de prăbuşire, conuri de dejecţie etc (fig.101,102,103).

Izvoare descendente în roci compacte apar, de regulă, doar în rocile calcaroase fisurate prin care circulă apa şi îşi fac simţită prezenţa la suprafaţă sub forma unor resurgenţe sau exurgenţe (fig.104).

a. *Resurgenţele* i-au naştere din apa pâraielor care dispar în formaţiunile calcaroase, prin sorburi sau ponoare, şi după ce străbat o anumită distanţă, pe un traseu subteran, reapar la suprafaţă într-un punct mai coborât şi cu debit mai mare (Topolniţa în Mehedinţi, Bigăr în Banat).

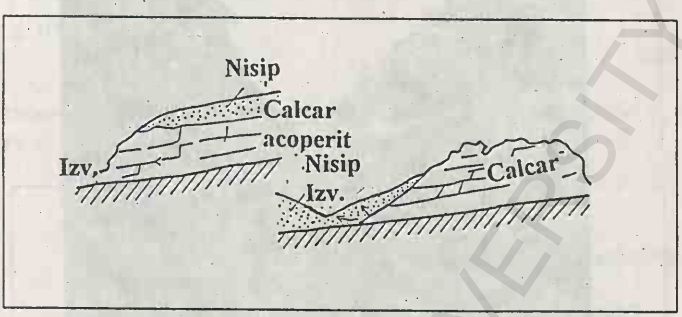


Fig.102 Izvoare carstice în depozite nisipoase

după Trombe, 1969

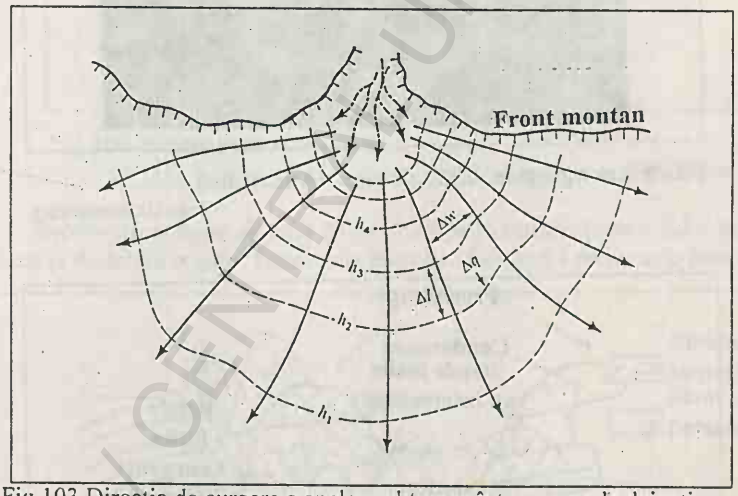


Fig.103 Direcţia de curgere a apelor subterane într-un con de dejecţie

b. *Exurgenţele* au la origine apele vadoase ce pătrund prin fisurile calcarelor şi apar la suprafaţă pe linii de falii sub forma unor ape ce deţin temperaturi moderate (6-10^{0}C).

În România, cele două categorii sunt cunoscute sub denumirea de *izbucuri*. Sunt specifice Munţilor Banatului şi Apusenilor (fig.105, foto 8).

1.b.Izvoarele ascendente au ape care se află sub influenţa presiunii suprafeţei piezometrice (presiune hidrostatică). La început, au o circulaţie descendentă, iar spre final, capătă o mişcare ascendentă, în funcţie de condiţiile geologice.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

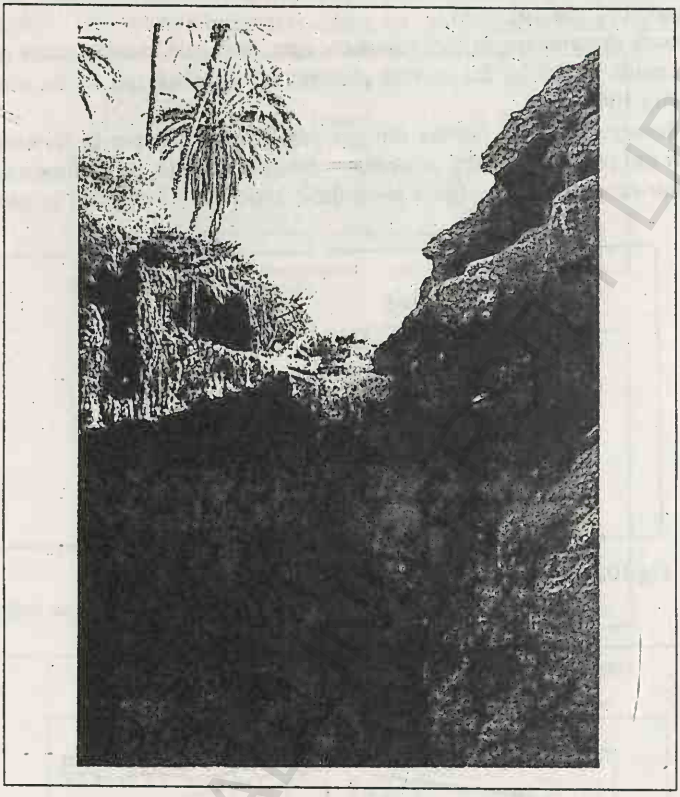


Foto 8 Resurgență în Africa de Nord (Atlasul Jos)

Foto Gh.Romanescu

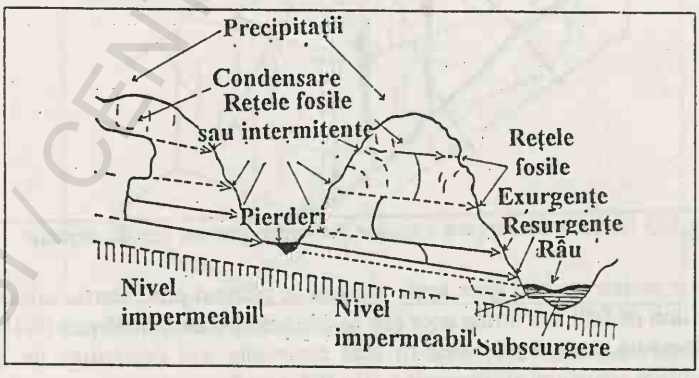


Fig.104 Rețea subterană într-un masiv calcaros

după Trombe, 1969

BCU IASI / CENTRAL LIBRARY

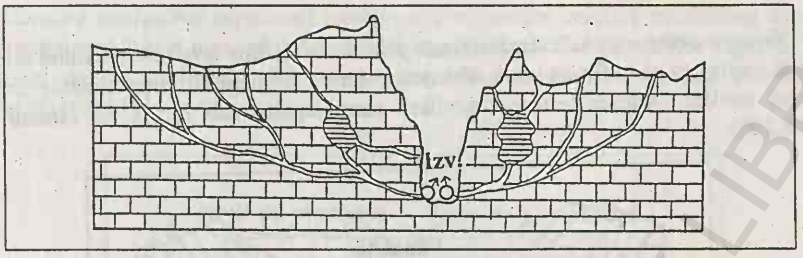


Fig.105 Resurgențe

după Pișota, 1995

Izvoare ascendente de strat sunt specifice regiunilor cutate și prezintă o zonă de alimentare a stratului la o cotă superioară celei de descărcare (fig.106).

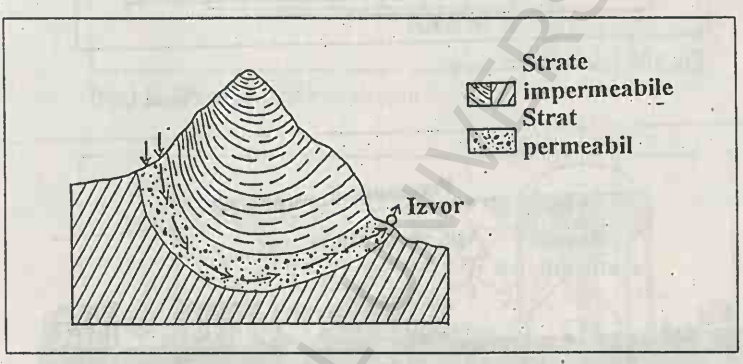


Fig.106 Izvoare ascendente de strat

după Pișota, 1995

Izvoare ascendente de falie își fac apariția la suprafață, pe o linie de falie. Se află sub presiune și au debite bogate. Traiectoria ascendentă o capătă pe linia de falie (fig.107).

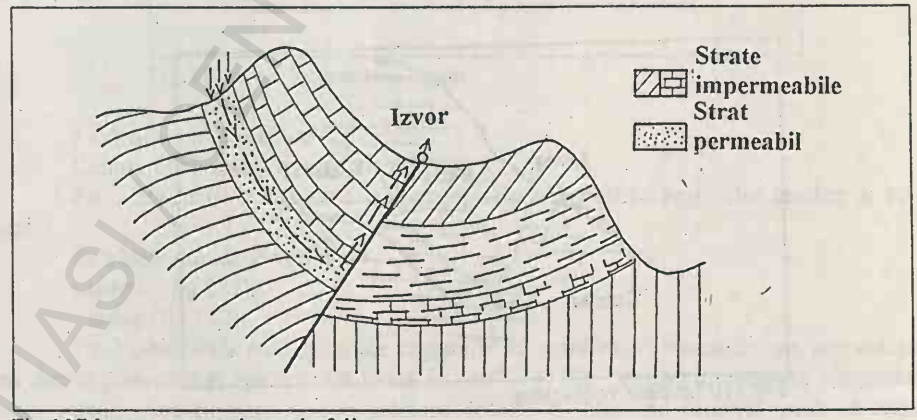


Fig.107 Izvoare ascendente de falie

după Pișota, 1995

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Izvoare arteziene, se caracterizează prin aceea că apa iese sub presiune arteziană, de cele mai multe ori pe o fisură sau o altă deschidere a formațiunii impermeabile care acoperă depozitul acvifer. Adesea, stratele acvifere sunt captate sub formă de fântâni arteziene (fig.108,109).

Fig.108 Izvoare arteziene

după Pişota, 1995

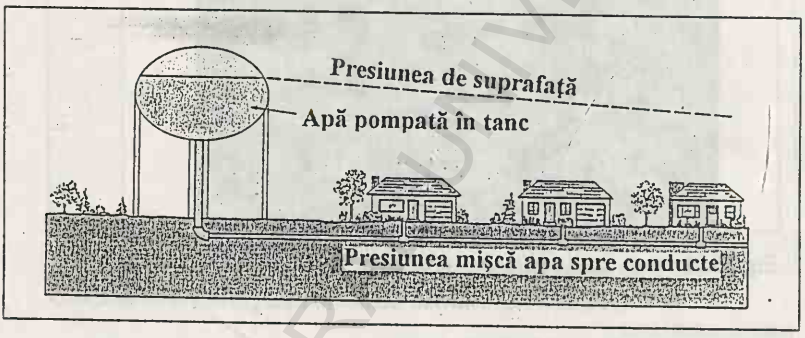


Fig.109 Sistemul de alimentare dintr-un oraş bazat pe principiul artezian (castel de apă)

după Tarbruck, Lutgens, .1993

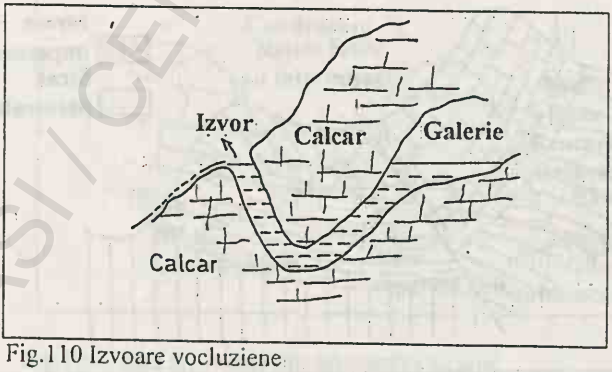


Fig.110 Izvoare vocluziene

după Trombe, 1969

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Izvoare vocluziene reprezintă exurgenţele regiunilor carstice comandate de un sifon, care funcţionează într-o manieră intermitentă sau continuă. Sunt specifice regiunii Vaucluse (Franţa) şi au debite bogate. Ele se pot prezenta sub ambele variante (descendente şi ascendente) (fig.110).

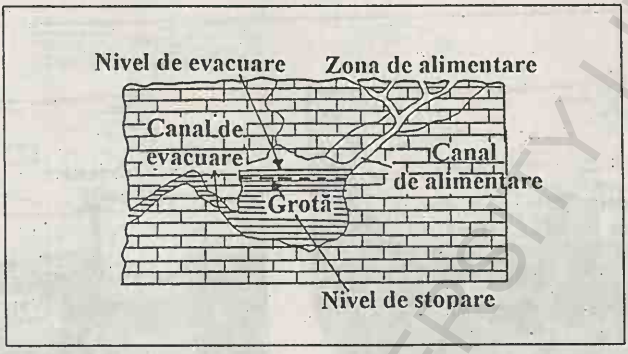


Fig.111 Izvor intermitent simplu

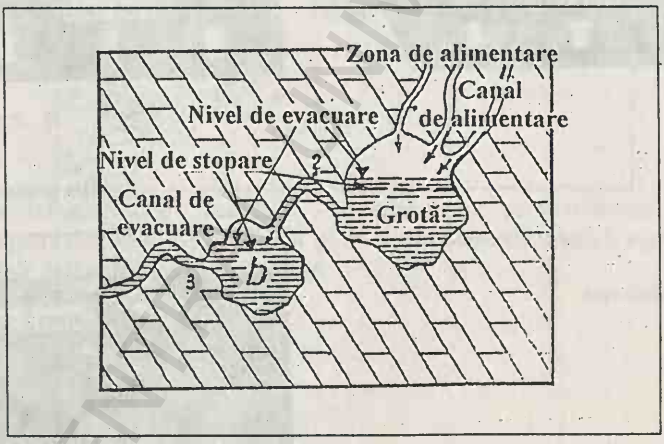


Fig.112 Izvor intermitent dublu

1.c.Izvoare intermitente

Cunosc două categorii importante:

1.c.1.Izbucurile (resurgenţe şi exurgenţe) sunt specifice regiunilor carstice şi au ape reci.

Se găsesc sub două variante:

- simple (fig.111);
- duble (fig.112).

1.c.2.Gheizerele sunt specifice regiunilor cu manifestări vulcanice sau postvulcanice, au debite puternice şi ape termale (până la >85^{0}C) (113). Prezintă o structură asemănătoare unui vulcan. Apa fierbinte şi sub presiune circulă în interiorul scoarţei printr-un canal la temperaturi mai mari de 121^{0}C. Apa are, atât origine vadoasă, cât şi juvenilă. La 121^{0}C nu fierbe deoarece se găseşte la o presiune mai mare de 2 atm. Sursa temperaturii ridicate o

reprezintă prezența unei magme topite la adâncimi mari. Pe măsură ce temperatura crește (>123^{0}C) apa trece în stare de vapori care, prin forța lor elastică, împing coloana de apă spre suprafață (S.U.A., Islanda, Kamceatka, Noua Zeelandă, Japonia, Italia – "soffioni").

Tot *din punct de vedere geologic, al permeabilității și hidrodinamicii*, izvoarele mai pot fi clasificate astfel (Schoeller, 1962) (fig.114):

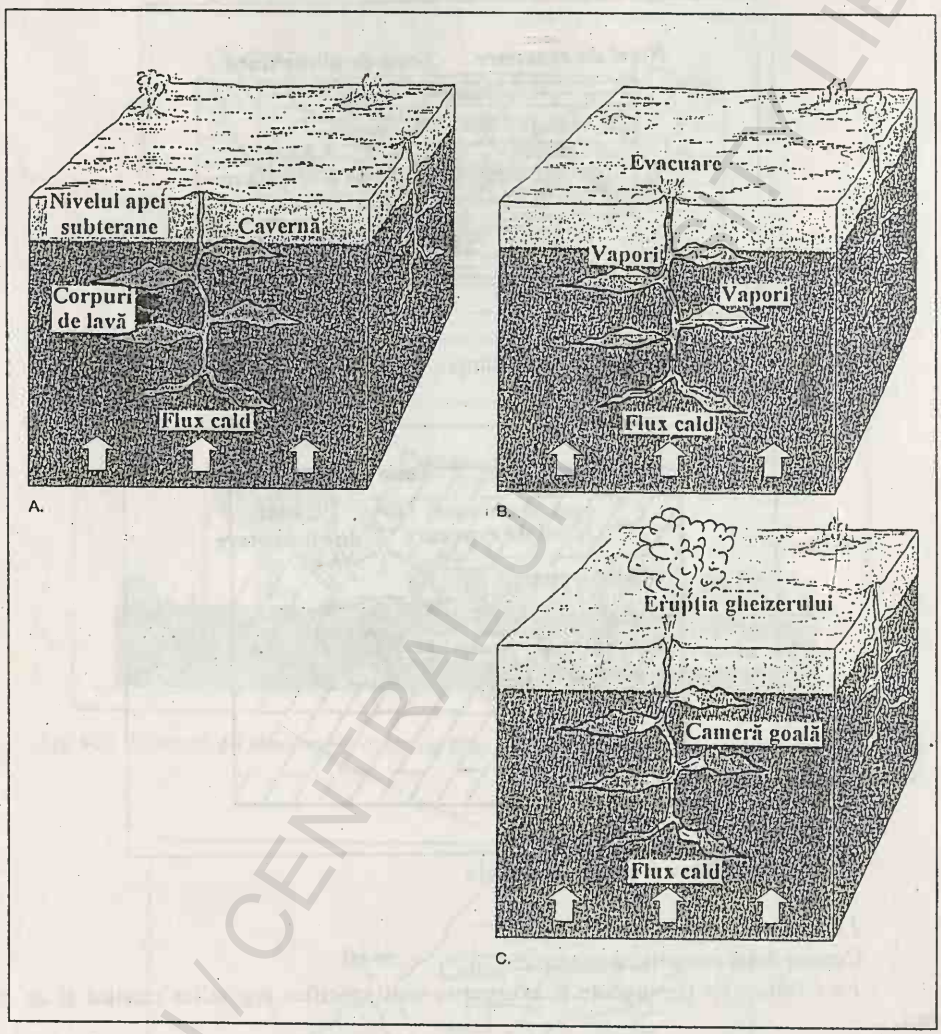


Fig.113 Funcționarea unui gheizer

după Tarbuck, Lutgens, 1993

Din punct de vedere geologic

I. Izvoare de ape vadoase

1.Izvoare din terenurile sedimentare stratificate

a. de terenuri orizontale;

b. de terenuri monoclinale;

c. de sinclinale drepte sau curbate;
d. de sinclinale răsturnate.

2.Izvoare de terenuri cristaline

3.Izvoare de terenuri cristalofiliene

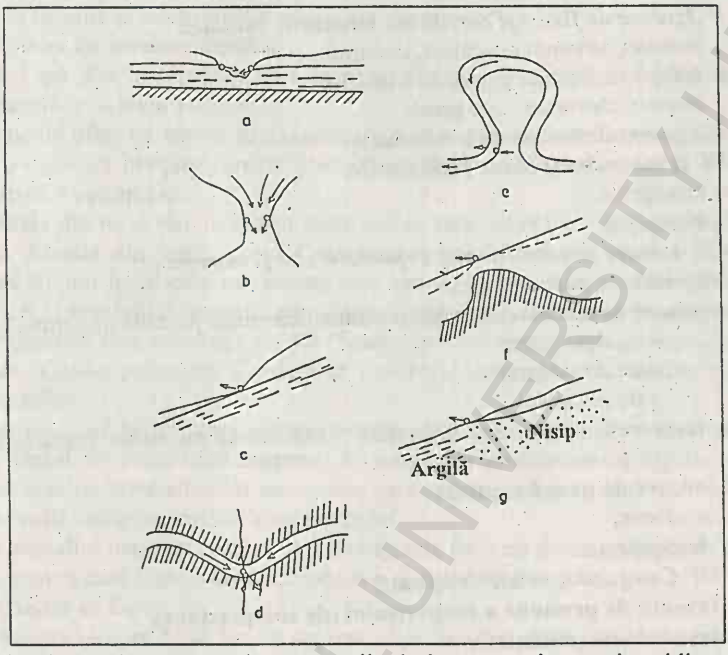


Fig.114 Tipuri de izvoare: a-de excavaţii; b-de strangulare prin ridicarea nivelului piezometric; c-de ruptură de pantă; d-planul unui izvor de cap de pânză captivă; e-planul unui izvor de meandru; f-de prag; g-de impermeabilizare

după Schoeller, 1962

4.Izvoare de terenuri eruptive

a. de dyke-uri;
b. de scurgeri:
- de flanc;
- de fund de vale;
- de platouri;
- de terase.

5.Izvoarele cuaternarului continental

a. de aluviuni;
- de râu;
- de conuri de dejecţie;
- de delte etc.

b. de eluvii.

Din punct de vedere al permeabilităţii

II. Izvoare cu permeabilitate de interstiţii: nisipuri, aluviuni, gheţari, cenuşă vulcanică.

III. Izvoare cu permeabilitate de interstiţii şi fisuri: gresii.

IV. Izvoare de fisuri în terenurile silicatice insolubile:

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

a. terenuri sedimentare: cuarțite;
b. terenuri cristalofiliene: șisturi, micașisturi, amfibolite, gnaise;
c. terenuri cristaline: granite;
d. terenuri vulcanice: bazalte.

V .Izvoare de fisuri și canale din terenurile solubile:
a. terenuri carbonatate: calcar, dolomite;
b. terenuri sulfatate: gipsuri și anhidrite;
c. terenuri clorurate: sare gemă.

Din punct de vedere hidrodinamic

VI. Izvoare de infiltrare și de șiroire:
a. resurgențe;
b. exurgențe.

VII. Izvoare de pânze freatice: propriu-zise și emergențe:

1.Izvoare de pânze libere:
a. izvoare de contact (suprafața piezometrică atinge peretele impermeabil la izvor):
- de deversare;
- de debordare;
- de preaplin.

b. izvoare de depresiune (suprafața piezometrică nu atinge peretele impermeabil la izvor).

2.Izvoare de pânză captivă:
a. arteziene;
b. descendente.

VIII .Categorii speciale de izvoare:

1.Izvoare de presiune a acoperișului (de compresiune)
2.Izvoare intermitente
3.Izvoare de gheizere

Foto 9 Limnocrenă cu origine în Lacul Rocca (Tierra del Fuego – Argentina)
Foto Gh.Romanescu

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4.Izvoare gazoase.

După caracterul ieşirii la suprafaţă izvoarele se mai pot împărţi şi în: ţâşnitoare (reocrene), de lacuri (limnocrene) (foto 9) şi de prelingere (picurare) (helocrene).

Toate trei se pot găsi în zona montană, iar cele din categoriile 2 şi 3 sunt răspândite, cu precădere, în lacurile şi turbăriile din zonele de câmpie.

1.Izvoare cu caracter ţâşnitor

Când apa iese la suprafaţă cu o oarecare forţă şi dă naştere unui pârâu sau torent, se asistă la apariţia unui izvor *reocren.*

Ea poate oferi un aspect spectaculos, mai ales când ţâşneşte în cascadă, pe un perete abrupt, la o oarecare înălţime; uneori poate fi un râu veritabil care apare ca o resurgenţă în cadrul masivelor calcaroase.

Pietrele din jurul său, în cadrul zonei alpine sunt, de obicei, acoperite cu strate groase de muşchi. Aceştia din urmă, genul *Cratoneuron*, prezintă forme special adaptate acestor zone, având tulpini lungi care pot rezista mai bine la turbulenţa curentului. Printre muşchii riverani şi cei ai asociaţiilor vecine, cresc diverse graminee (*Deschampsia caespitosa*, carexuri adaptate regiunilor reci, saxifraga stelată (*Saxifraga stellaris*), *Saxifrage aizoides, Epilobium alsinifolium, Caltha palustris, Cardamine camara*). Unele plante amintite pot trăii şi la 2.500m altitudine.

Formarea tufului se poate observa adesea când apa izvorului este saturată în carbonat de calciu. Gazul carbonic fiind acaparat de activitatea asimilatoare a algelor şi muşchilor, favorizează apariţia concreţiunilor calcaroase care se precipită pe plante şi în patul izvorului unde se dezvoltă continuu veritabile terase de tuf.

La altitudini joase izvoarele pot fi înconjurate frecvent de un cortegiu de plante dese şi viguroase, printre care *Eupatorium cannabinum* şi *Petasites hybridus.*

2.Izvoare de lac

Limnocrenele ies de pe fundul depresiunilor lacustre, chiar şi din mări, a căror preaplin se deversează prin intermediul unui pârâu sau râu.

Aceste izvoare sunt mai frecvente în câmpii decât la munte. Vegetaţia lor riverană, în general abundentă, nu diferă, în principiu, de cea care garnisește ţărmurile unei ape stătătoare ce deţine afluenţi de suprafaţă săraci în elemente nutritive.

3.Izvoare de prelingere (picurare)

Mai sunt cunoscute şi sub numele de *izvoare de mlaştină* sau *helocrene.* Se pot întâlni în toate formele de relief, mai ales în cele de câmpie unde terenul este relativ plan.

Apele lor se preling din sol fără presiune şi cu un debit slab, fapt pentru care numeroasele lor artere de mici dimensiuni se scurg într-o depresiune.

Mlaştinile sau turbăriile au foarte puţine suprafeţe cu ape libere deoarece sunt acoperite rapid cu o vegetaţie abundentă. Pe prelingerile situate în pădurile etajului montan prosperă *Equisetum maximum* acompaniat de *Acer sp.* şi *Fraxinus excelsior.*

În zona alpină helocrenele sunt dominate de muşchi şi plante cu frunze mari, de obicei cu tente de la brun-roşcat spre negru. Pentru faptul că acestea înmagazinează multă apă, favorizează instalarea sphagnetului în turbării.

2.După caracteristicile hidrogeologice ale stratelor acvifere din care se alimentează izvoarele pot fi:

- din zona de aeraţie, prezintă caracter intermitent şi au debite reduse;
- din strate acvifere freatice care sunt: de eroziune, de revărsare, de preaplin, de debordare, de contact;
- din strate acvifere captive: arteziene, descendente, ascendente;
- din zona carstică: resurgente şi exurgente;

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- din zona vulcanică şi perivulcanică: gheizere, soffionii (termale încălzite de gazele fierbinţi), izvoarele carbogazoase.

3.După modul de utilizare a apei se împart în:

a. Izvoare ordinare, cu apă dulce (<0,5 sau <1 g/l săruri) şi temperaturi <20^{0}C.

b. Izvoare minerale, când prezintă >0,5 sau >1 g/l săruri, CO_2 sau prezintă emanaţii radioactive.

c .Izvoare termale, când temperatura apei depăşeşte valoarea de 20^{0}C.

4.Izvoarele mai pot fi clasificate şi din alte puncte de vedere, multe dintre ele luate în considerare când se ţine cont de ***alcătuirea petrografică sau structura geologică*** (Ciocîrdel, 1957) (fig.115):

- *izvoare de convergenţă (eroziune)* situate la contactul albiilor de suprafaţă cu stratul freatic respectiv;

- *izvoare de preaplin* răspândite, cu precădere, în regiunile carstice;

- *izvoare arteziene (izbucuri)* îşi fac apariţia şi în mediul marin, lacuri sau cursuri de apă (*izvoare subacvatice*).

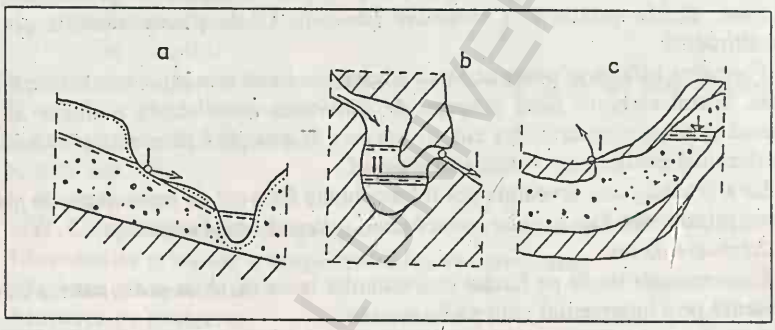


Fig.115 Tipuri de izvoare: a-de convergenţă; b-de preaplin; c-artezian.
după Ciocîrdel, 1957

5.După modalitatea de scurgere izvoarele pot fi clasificate în:

- perene (cu scurgere permanentă) (foto10);
- intermitente (cu scurgere întreruptă în anumite perioade ale anului):
  a. periodice sau cu perioade regulate de funcţionare (gheizere, izbucuri);
  b. neregulate, dependente de regimul precipitaţiilor şi a condiţiilor de drenaj al acviferelor;
  c. efemere, alimentate din lentilele acvifere situate în zona de aeraţie etc.

6.După valoarea raportului dintre debitul maxim (Q_{max}) şi cel minim (Q_{min}) şi după gradul de regularitate al debitelor, izvoarele pot fi clasificate în:

- cu scurgere foarte constantă – Q_{max}/Q_{min} = 1…2;
- cu scurgere constantă – Q_{max}/Q_{min} = 2…10;
- cu scurgere variabilă – Q_{max}/Q_{min} = 10…30;
- cu scurgere foarte variabilă – Q_{max}/Q_{min} = 30…100.

Tot în funcţie de **raportul dintre debitul maxim şi cel minim** (>1) (Schoeller, 1962) se face o altă clasificare:

- constant 1-2;
- potrivit de variabil 2-10;
- variabil 10-50;

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- foarte variabil >50.

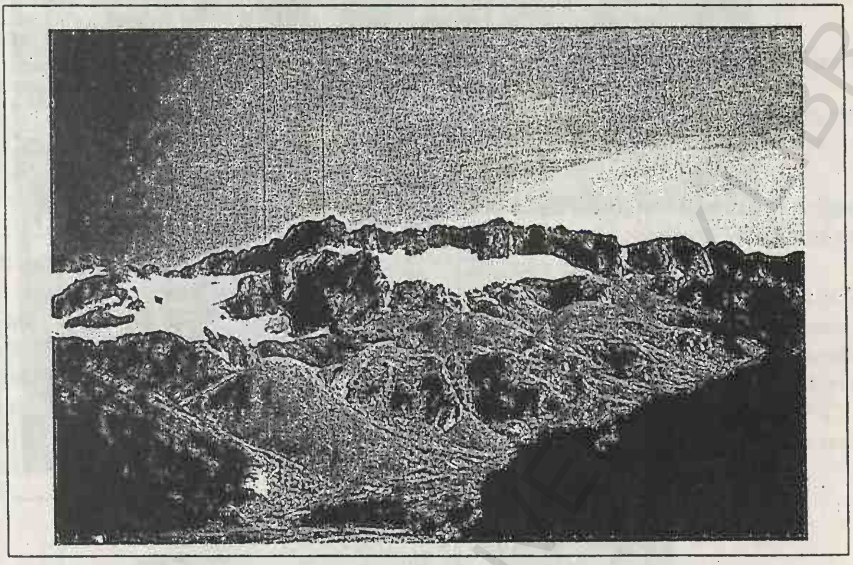


Foto 10 Izvoare permanente cu origine în gheţarii andini

Foto Gh.Romanescu

7.După debit se împart în (Stănescu, 2000):
- gradul I - Q>10 m^3/s;
- gradul II – Q=1-10 m^3/s;
- gradul III – Q=0,1-1 m^3/s;
- gradul IV – Q=10-100 l/s;
- gradul V – Q=1-10 l/s;
- gradul VI – Q=0,1-1 l/s;
- gradul VII – Q=10-100 cm^3/s;
- gradul VIII – Q<10 cm^3/s.

8.După temperatură

8.a.Izvoare reci, au apele cu temperatura mai mică sau egală cu temperatura medie anuală a aerului din regiunea respectivă.

8.b.Izvoare calde (termale), au apele cu temperatura tot timpul anului mai ridicată decât temperatura medie a lunii celei mai calde din cursul anului (foto 11).

Se pare că apa caldă ar fi de natură juvenilă însă, sunt şi păreri care susţin originea lor meteorică (vadoasă) (gradient geotermic normal).

Geologii susţin că apele vadoase pot pătrunde prin fisuri până la adâncimi de 12 km, sau chiar la 30 km, unde dau de temperaturi foarte mari şi revin la suprafaţă pe linii de falii sub formă de izvoare termale (*geotermale*) (Băile 1 Mai, Felix, unde apele vadoase pot pătrunde până la 1.000m adâncime şi se încălzesc la 60^0C de unde revin la suprafaţă cu temperaturi de 42^0C) (foto 12).

În zonele cu activitate vulcanică, izvoarele termale sunt de origine juvenilă (Japonia, Noua Zeelandă, Antarctica, Islanda etc.) (izvoare *magmatogene*). De data aceasta temperatura şi gradul lor de mineralizare sunt ridicate.

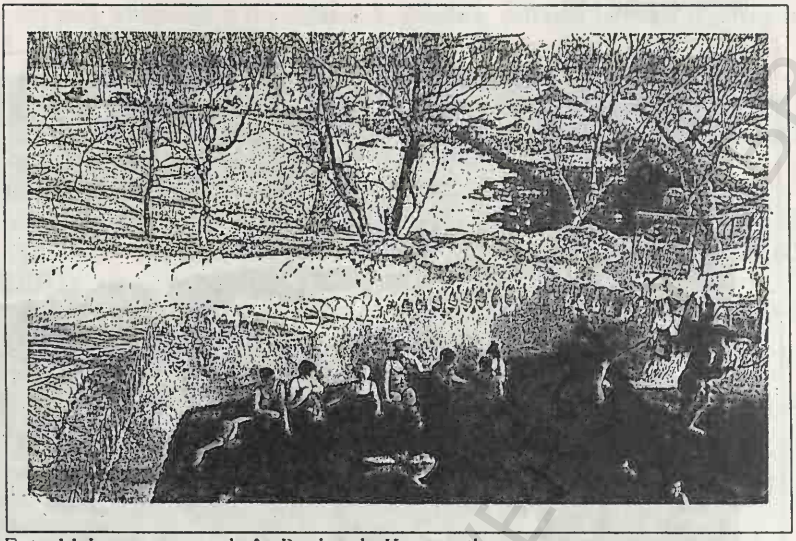


Foto 11 Izvoare termale în Peninsula Kamceatka

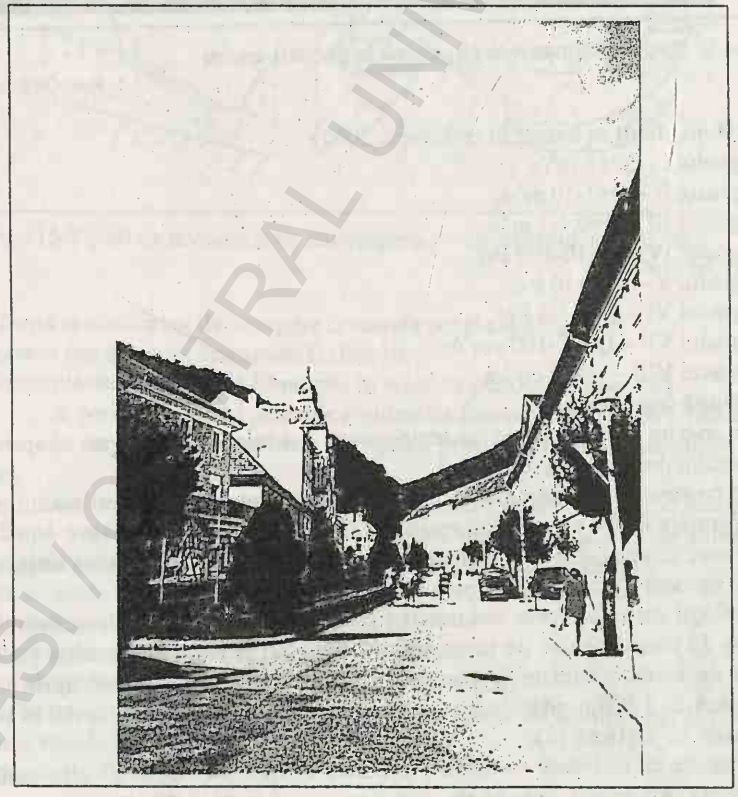


Foto 12 Staţiunea Băile Herculane şi utilizate apelor geotermale

Foto Gh.Romanescu

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cele mai multe izvoare termale sunt însă de origine *mixtă*.

La rândul lor, izvoarele termale au fost împărțite, în funcție de gradul lor de temperatură, în:

- *Izvoare hipotermale*, au temperaturi mai mici decât cele ale corpului uman (între 20-35^{0}C).
- *Izvoare izotermale*, cu temperaturi apropiate de cele ale corpului omenesc (36-37^{0}C).
- *Izvoare mezotermale*, au temperatura apei cuprinsă între 38-42^{0}C (chiar 45^{0}C).
- *Izvoare hipertermale*, cu temperatura apei >45^{0}C.

Datorită conținutului bogat de gaze și săruri minerale dizolvate, a rarefierii oxigenului și a căldurii ridicate, se reduce puternic diversitatea speciilor și abundența în indivizi pentru floră și faună.

Este cert că unele animale de mici dimensiuni pot suporta temperaturi de până la 40^{0}C, adică cota pe care o pot atinge apele de suprafață dintr-un lac puternic încălzit de soare. Fără îndoială că apele mai calde selecționează o biocenoză termală cu forme specific adaptate: ca parte vegetală se poate remarca existența algelor albastre capabile să supraviețuiască până la 80^{0}C; de partea animală, unicelularele și rotiferele tolerează un maximum de cca.55^{0}C. Între 40^{0}C și 50^{0}C se pot găsi încă specii din diverse grupe: chironomidae, notonectidae și moluște de mici dimensiuni.

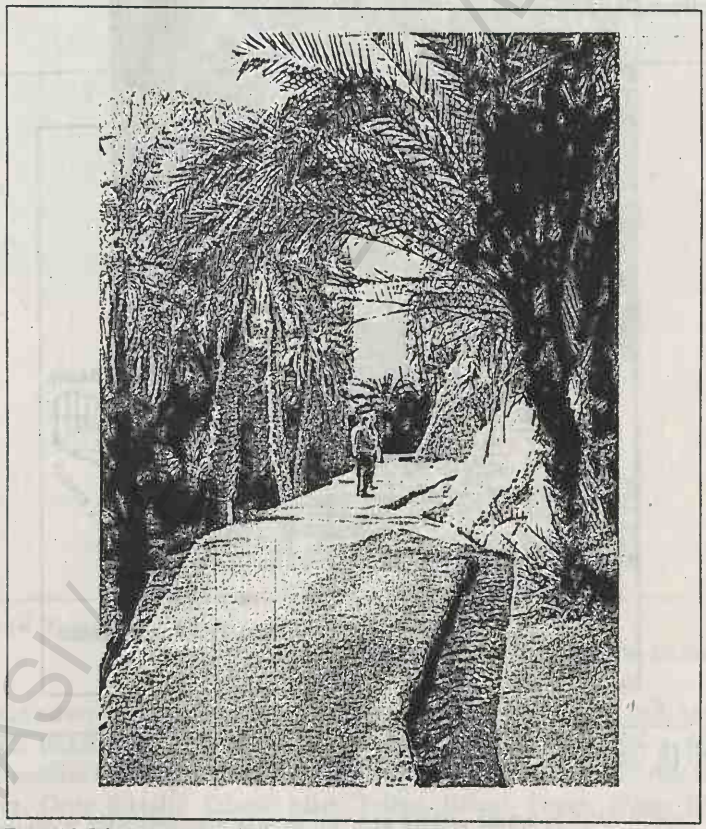


Foto 13 Irigarea oazelor africane cu ape mezotermale (Africa de Nord)
Foto Gh.Romanescu

B. Apele minerale

Cea mai mare parte a izvoarelor provine din apele vadoase, de unde revin la suprafață încărcate cu o anumită cantitate de gaze și săruri minerale, iar în unele cazuri cu temperaturi mai mari sau cu o oarecare radioactivitate.

Geneza lor este legată de existența unor falii de adâncime, de vulcanism, dar și de arealul unor importante zăcăminte de sare, gaz metan, cărbuni sau petrol.

Toate apele care dețin o cantitate mai mare de 0,5 g săruri pe litru (unele țări folosesc sistemul de >1g/l) sunt considerate ape minerale. Cele mai frecvente săruri, întâlnite în aceste ape, sunt clorurile, fosfații, bicarbonații, sulfurile și sulfații; dintre gaze, cel mai des intră în combinație dioxidul de carbon (fig.116).

1.Tipurile de izvoare minerale

1.a.Izvoare minerale carbogazoase și bicarbonatate carbogazoase

Apa gazoasă este produsul natural al dizolvării dioxidului de carbon (CO_2) în apa care circulă subteran. Proveniența masei lichide este de natură meteorică, iar cea a gazului carbonic își are originea în profunzimea scoarței terestre, acolo unde există, de regulă, activități vulcanice sau postvulcanice. Sunt răspândite în: Spa (Belgia), Karlovy Vary (Cehiă), Vietnam, Algeria, S.U.A. etc.; în România se găsesc la: Borsec, Bilbor, Zizin, Oașul Nou, Valea Vinului, Parva, Sângeorz Băi, Băcia, Vețel, Suseni, Pischia, Zăbala, Căpâlnița, Vișeul de Sus etc. (Dumitrescu, 1984).

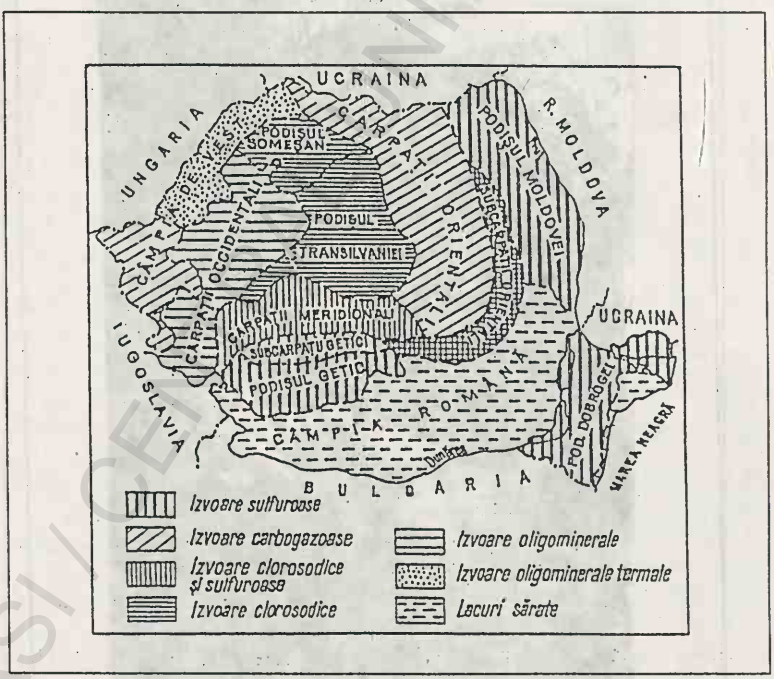


Fig.116 Tipuri de izvoare minerale pe mari unități de relief

1.b.Izvoare bicarbonatate simple apar tot în aria manifestărilor postvulcanice, dar nu conțin CO_2. Sunt răspândite în Franța (Vals, Mont-Dore, Vichy), Ungaria, Iugoslavia, Italia,

Belgia, Cehia, Japonia, S.U.A. etc.; în România se găsesc la: Arad, Urzicuța, Craiova, Lețcani, Ploștina etc.

1.c.Izvoare minerale sulfuroase

În conținutul chimic predomină ionii de sulfuri (hidrogenul sulfurat și sulfurile) care au o concentrație echivalentă cu 1 mg/l sulf titrabil. Se găsesc în: Franța, Elveția, Spania, Grecia, Germania, Japonia, S.U.A., Maroc etc.; în România se găsesc la: Moinești, Aluniș, Pucioasa, Izvoarele Sucevei, Băile Herculane, Bala, Govora (foto 14), Olănești, Căciulata etc.

1.d.Izvoare minerale clorurate, iodurate și bromurate

În natură aproape că nu există apă minerală care să nu conțină săruri de tipul halogenurilor metalice.

Foto 14 Izvorul Ferdinand din stațiunea Govora

Foto Gh.Romanescu

Apele minerale sărate sunt acelea în care ponderea ionică este dată de Na^+ și de Cl^-, mineralizarea totală fiind de 1 g/l NaCl, ceea ce înseamnă 393 mg Na^+ și 607 mg Cl^-. Pe teritoriul României își fac apariția la: Techirghiol, Movila Miresii, Balta Albă, Ianca, Cojocna, Ocna Mureș, Ocna Sibiului, Ocnele Mari, Telega, Băicoi, Țintea, Slănic Prahova, Slănic Moldova, Cacica etc.

Apa minerală capătă caracteristica de iodurată dacă posedă, sub formă dizolvată, cantităţi de iod de cca.1 mg/l; în România se găsesc la: Vulcana Băi, Berca, Sărata Monteoru, Bazna, Moreni etc.

Conţinutul apelor minerale naturale este format dintr-o mulţime de săruri, cele mai frecvente fiind combinaţiile clorului şi îndeosebi clorura de sodiu.

1.e.Izvoare minerale alcaline şi alcalino-teroase

Aceste ape se caracterizează prin predominanţa următoarelor elemente: hidrogencarbonat (HCO^-_3), sodiu (Na^+), potasiu (K^+), calciu (Ca^{2+}), magneziu (Mg^{2+}) şi alţi ioni din grupele metalelor respective.

Apele alcaline conţin peste 1g substanţe dizolvate la litru, predominând hidrogencarbonatul de sodiu şi de potasiu, iar apele alcaline teroase conţin aceeaşi cantitate de săruri dizolvate, unde predomină hidrogencarbonatul de calciu şi magneziu. Sunt răspândite în Belgia, Cehia etc.; pe teritoriul României se găsesc la: Borsec, Valea Vinului, Bilbor, Cavnic, Zizin etc.

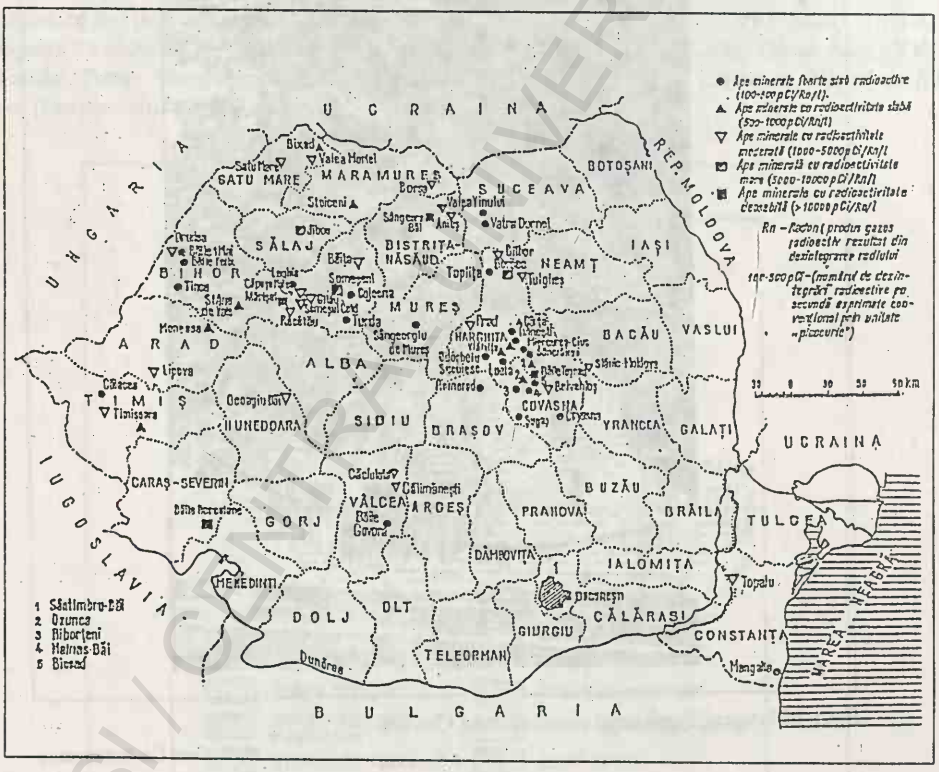


Fig.117 Apele minerale radioactive din România

după Pişota, 1995

1.f.Izvoare minerale feruginoase

Apele minerale feruginoase au o concentraţie de fier bivalent (Fe^{2+}) sau trivalent (Fe^{3+}) ce depăşesc limita de 10 mg/l. Sunt răspândite în: S.U.A., Anglia, Belgia, Germania,

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Iugoslavia etc.; în România sunt la: Borsec, Bobota, Zalnoc, Mocrea, Turț, Vatra Dornei, Dorna Candreni, Poiana Negri, Malnaș, Buziaș etc.

1.g.Izvoare minerale sulfatate

Aceste ape sunt definite prin concentrații de 1 g/l sulfați de sodiu (sarea lui Glouber) sau de magneziu (sare amară). Se găsesc la: Ivanda (Timiș), Zăuan, Chiojd (Sălaj), Borlești, Bălțătești, Oglinzi (Neamț) etc.

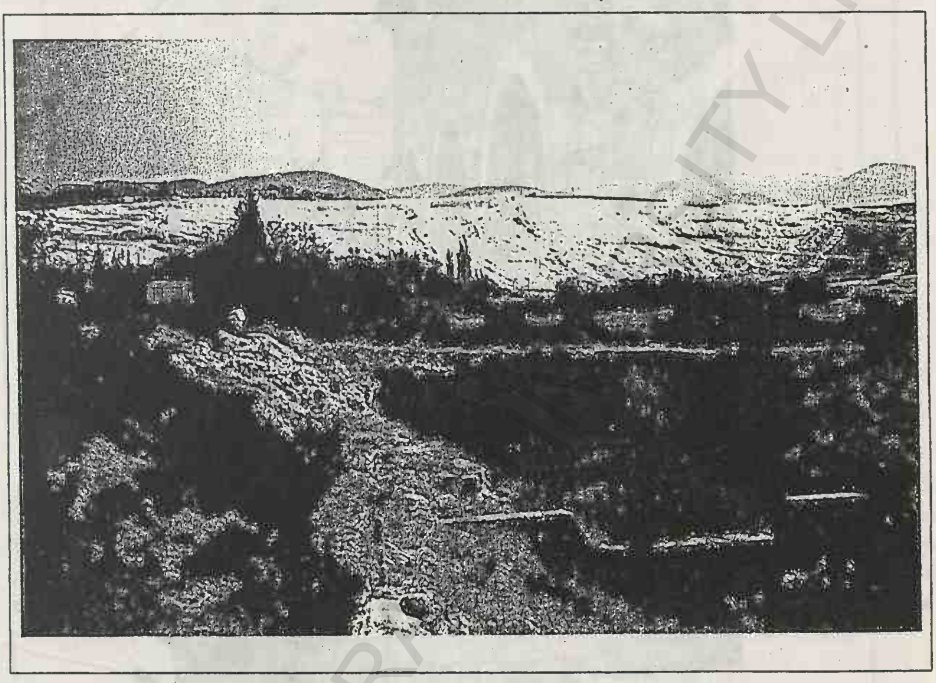


Foto 15 Izvoare termo-minerale la Pamukkale (Turcia)

Foto Gh.Romanescu

1.h.Izvoare minerale radioactive

Sunt definite de existența emanațiilor de radiu (radon) și de thoriu (thoron) produse de concentrațiile mici de săruri radioactive din apa minerală (fig.117).

Clasificarea apelor minerale radioactive cuprinde categoriile:

- foarte concentrate, cu >100 unități Maché/l (Borsec, Jibou, Someșeni, Băile Herculane, Tușnad Băi, Sângeorz Băi etc.);
- medie, cu 50-100 unități Maché/l (Slănic Moldova, Tulgheș, Geoagiu Băi, Călimănești, Căciulata, Bilbor, Borșa, Valea Vinului, Oradea, Lipova, Topalu etc.);
- mică, cu <50 unități Maché/l (Vatra Dornei, Băile Felix, Băile 1 Mai, Mangalia, Băile Govora, Cojocna, Covasna, Dănești, Mădăraș, Sâncrăieni, Leuta, Biborțeni, Malnaș Băi, Sântimbru Băi, Cârța, Vlăhița, Stâna de Vale, Buziaș, Moneasa etc.) (Dumitrescu, 1984).

1.i.Ape termo-minerale

Dată fiind bogata compoziție în substanțe minerale diferite și apele termale pot fi incluse în categoria apelor minerale (foto 15).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

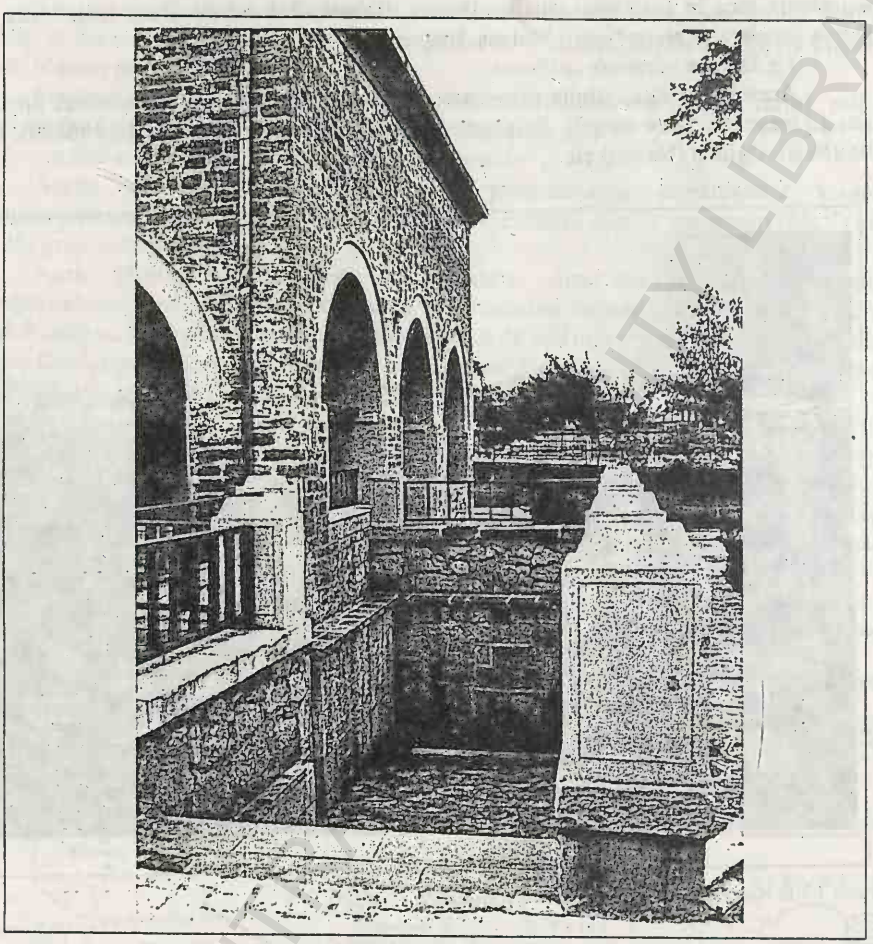


Foto 16 Izvorul cu apă plată din curtea geamiei Babadag. A secat în anul 2001 ca urmare a schimbării cursului subteran

Foto Gh.Romanescu

1.j.Apele "fosile" sau "de zăcământ" care însoțesc zăcămintele de petrol, cărbuni, gaze și sare.

Apele din această categorie, dată fiind vechimea lor și faptul că însoțesc anumite zăcăminte, au o altă concentrație față de apele marine actuale.

1.k.Izvoare slab mineralizate și apele minerale concentrate

Când viteza de circulație subterană a apei este mare se formează *apele oligominerale* a căror mineralizare totală nu depășește 1 g/l.

La viteze reduse ale circulației apelor subterane se formează *ape minerale concentrare*, cu o mineralizație de >15 g/l.

1.l.Izvoare oligominerale plate și minerale plate

Denumirea apelor plate provine de la apele din Franța care, în condiții naturale, fără supunerea lor la diferite tratamente, nu conțin dioxid de carbon (CO_2) decât în limitele

dizolvării acestui gaz în atmosferă (foto 16). Prin urmare, apa plată este lipsită de un conținut preponderent de gaz carbonic dizolvat, valoarea concentrației admise a CO_2 atmosferic fiind în jur de 100 mg/kg apă.

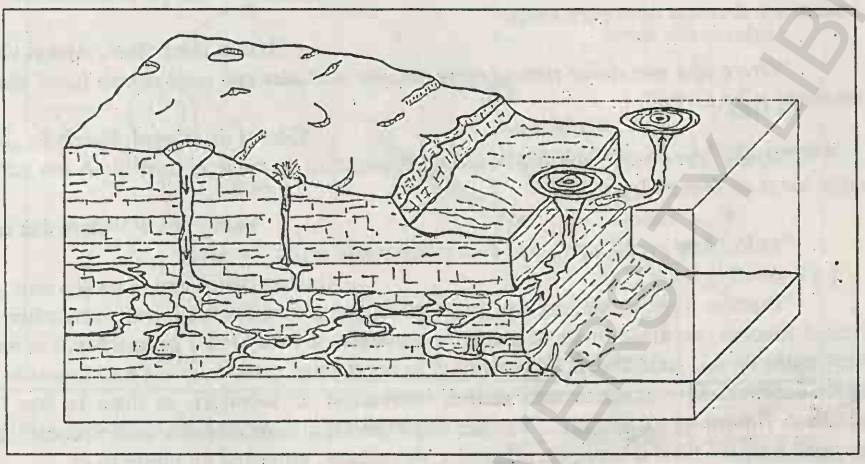


Fig.118 Izvoare subacvatice carstice în cadrul oceanelor

după Planète Océan, 1983

O categorie aparte de izvoare este reprezentată de cele care emerg în cadrul oceanelor. Galeriile subterane (subacvatice) au fost create în epoca de coborâre a nivelului oceanic (glaciație). Actualmente, o mare parte din ele se află sub nivelul general al mării și apele continentale se deplasează, sub presiune, spre acvatoriul oceanic (fig.118). Sunt specifice zonelor calcaroase. O altă categorie de izvoare marine provine din stratele sedimentare care se prelungesc în planșeul platformelor continentale (fig.119) (Romanescu, 1997, 2000).

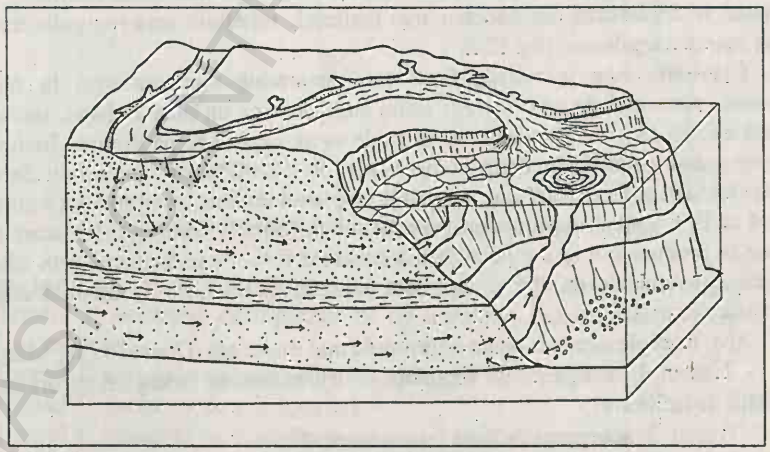


Fig.119 Izvoare subacvatice provenite din sectoarele sedimentare

după PlanèteOcéan, 1983

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL VIII POTAMOLOGIE

Motto:

"*Nu ne scăldăm de două ori în acelaşi fluviu pentru că, în profunzimea sa, fiinţa umană are destinul apei care curge*".

Gaston Bachelard, Apa şi visele, p.10

"*Orice apă era dulce pentru egipteni, dar mai ales cea care fusese luată din fluviu, o emanaţie a lui Osiris*".

Gérard de Nerval, Ficele focului, p.220

"*Apele, care sunt mamele noastre şi doresc să ia parte la sacrificii, vin către noi pe căile lor şi ne împart laptele lor*".

Saintyves, Folklore des eaux, p.54

"*Mâlul este praful apei, aşa cum cenuşa este praful focului*".

Gaston Bachelard, Apa şi visele, p.114

"Printr-o cerere redactată şi semnată în bună formă, turcii reclamau către cadiu că fluviul Inachus, revărsându-se, le pustieşte ogoarele, şi-l roagă să-i poruncească să se întoarcă între malurile lui. Judecătorul dă o sentinţă în acest sens, şi toată lumea e mulţumită. Dar dacă apele continuă să crească, atunci cadiul, întovărăşit de locuitori, se duce la faţa locului şi somează fluviul să se retragă. O copie după somaţia judecătorului este aruncată în valuri; poporul tratează fluviul drept un urzupator, devastator, aruncând cu pietre în el...".

Legendă turcească

Potamologia este ştiinţa care se ocupă cu studiul apelor curgătoare. Elementul de bază în studiul potamologiei îl reprezintă râul. Râul este forma scurgerii superficiale organizate, permanentă sau temporară, care-şi păstrează traseul pe întreaga lungime a sa. Din punct de vedere hidrologic, noţiunea include toate cursurile de apă, indiferent de mărimea lor: pârâu, râu sau fluviu. Râul este un produs al climei (Volikov, 1954).

Apa provenită din precipitaţii poate împrumuta diferite căi: o parte se evaporă şi se reîntoarce în atmosferă, alta se infiltrează în sol, iar alta se adună în spaţiile concave dând naştere apelor stătătoare (bălţi, mlaştini, lacuri etc.). Cea mai mare cantitate, sub influenţa gravitaţie, se deplasează din punctele mai înalte ale reliefului spre regiunile mai joase, dând naştere *apelor curgătoare* (fig.120).

Gravitaţia este principala forţă care determină mişcarea apei în râuri (fig.121). Deplasarea particulei de apă poate fi astfel explicată: pe un plan înclinat, sub un unghi α, o picătură de apă (A), cu greutatea G, va tinde să se deplaseze pe direcţia înclinării planului. Descompunând forţa G în două componente, P_1 (P_1=G*cosα), perpendiculară pe direcţia planului înclinat şi P_2 (P_2=G*sinα), paralelă cu planul înclinat, care provoacă curgerea apei, se observă că P_2 ar trebui să provoace o accelerare uniformă a vitezei de deplasare a picăturii. În realitate se produce o mişcare neuniformă deoarece forţa P_2 se consumă prin aderenţa care se naşte între moleculele de apă şi suprafaţa planului înclinat, dar şi datorită coeziunii dintre moleculele din masa apei.

Apa, în deplasarea sa, poate împrumuta mai multe căi (Dunne, 1978; Musy, 1998):

- Traseul 1: scurgerea de suprafaţă de tip hortonian (scurgere ca urmare a depăşirii capacităţii de infiltrare);
- Traseul 2: scurgerea de bază (sau subterană);
- Traseul 3: scurgerea de subsuprafaţă;
- Traseul 4: scurgerea pe suprafeţele saturate;

- Traseul 5: precipitații directe pe suprafața cursurilor de apă.

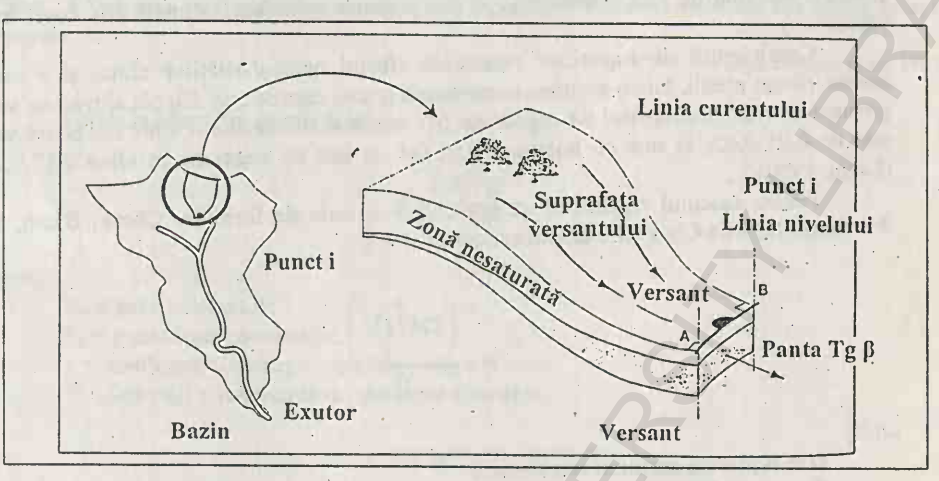


Fig.120 Deplasarea apei pe versanți și alimentarea arterelor hidrografice

după Saulnier, 1996

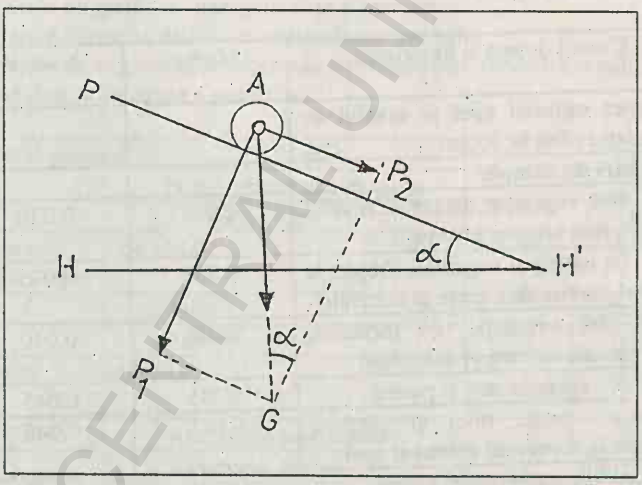


Fig.121 Deplasarea unei molecule de apă pe un plan înclinat

Apa, în deplasarea sa, poate împrumuta mai multe căi (Dunne, 1978; Musy, 1998):

- Traseul 1: scurgerea de suprafață de tip hortonian (scurgere ca urmare a depășirii capacității de infiltrare);
- Traseul 2: scurgerea de bază (sau subterană);
- Traseul 3: scurgerea de subsuprafață;
- Traseul 4: scurgerea pe suprafețele saturate;
- Traseul 5: precipitații directe pe suprafața cursurilor de apă.

Forța de frecare intervine pe interfața dintre apă și suprafața pe care curge, ca urmare a rezistenței pe care o opune fundul albiei la deplasarea apei. Valoarea forței de frecare depinde

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de rugozitatea patului albiei şi a malurilor cu care apa intră în contact. În funcţie de mărimea şi forma asperităţilor este şi rezistenţa pe care o opune suprafaţa (estimată prin coeficientul de rugozitate).

Coeficientul de rugozitate reprezintă efectul neregularităţilor albiei şi a malurilor asupra vitezei medii, într-o secţiune transversală a unui curs de apă. Cu cât aluviunile sunt mai grosiere cu atât coeficientul de rugozitate (η) este mai ridicat. La o albie nisipoasă valoarea este de 0,01-0,02, la una cu bolovani 0,05-0,1, la una cu vegetaţie în albie 0,15-0,20 etc. (Savin, 1990).

Pentru calculul rugozităţii se pot utiliza o serie de formule: Chezy, Bazin, Darcy-Weisbach. Ecuaţia Chezy are următorul conţinut:

$$\eta = \frac{\left(\Omega R^{\frac{2}{3}} I^{0,5}\right)}{Q}.$$

unde:

Ω = suprafaţa secţiunii transversale;
R = raza hidraulică;
I = panta suprafeţei apei;
Q = debitul de apă.

Nr. crt.	Cursul de apă şi descrierea	Minim	Normal	Maxim
	Lăţimea oglinzii apei la nivelul de inundaţie până la 30,5m			
	a. Râuri de câmpie			
1	Albii fără vegetaţie, drepte, la nivelul maxim fără braţe şi excavaţii	0,025	0,030	0,033
2	Albii cu pietriş şi vegetaţie, drepte, la nivelul maxim fără braţe şi excavaţii	0,030	0,035	0,045
3	Albii fără vegetaţie, cu meandre, depuneri aluvionare şi adâncituri	0,033	0,040	0,045
4	Albii cu vegetaţie rară şi pietriş	0,035	0,045	0,050
5	Albii cu pante mici şi secţiuni inactive la nivel mai scăzut al apei	0,040	0,048	0,055
6	Albii cu vegetaţie rară şi pietriş	0,045	0,050	0,060
7	Albii cu curgere leneşă, cu vegetaţie şi excavaţii	0,050	0,070	0,080
8	Albii cu vegetaţie abundentă şi zone de revărsare a apei	0,075	0,100	0,150
	b. Râuri de munte fără vegetaţie în albie, maluri abrupte, pomi şi tufişuri de-a lungul malurilor			
1	Patul albiei cu pietriş, pietre rotunjite şi bolovani rari	0,030	0,040	0,050
2	Patul albiei cu pietre rotunjite şi	0,040	0,050	0,070

BCU UNIVERSITY LIBRARY

	bolovani mari și deși			

Tabel 14 Valoarea coeficienților de rugozitate (η) pentru albiile minore ale cursurilor de apă naturale

după Diaconu et al., 1997

Formula Manning se referă la:

$$V = \frac{R_h^{2/3} S_e^{1/2}}{n},$$

unde:

R_h = raza hidraulică;
S_e = panta liniei de energie;
n = coeficientul de rugozitate Manning.
Coeficientul n reprezintă următoarele elemente:

$$n=(n_0+n_1+n_2+n_3+n_4)m_5,$$

unde:

n_0 = depinde de materialul care constituie șenalul;
n_1 = depinde de gradul de neregularitate a suprafeței;
n_2 = depinde de variațiile formei secțiunii transversale;
n_3 = depinde de vegetația (acvatică sau ripariană) care modifică condițiile de scurgere;
n_3 = gradul de sinuozitate a șenalului.

n_0 = materialul patului	Pământ	0,020
	Nisip grosier și pietriș fin	0,025
	Pietriș grosier	0,028
n_1 = gradul de neregularitate a secțiunii	Slab	0,005
	Mediu	0,010
	Puternic	0,020
n_2 = variațiile secțiunii transversale	Gradual	0,000
	Alternanță ocazională	0,005
	Alternanță frecventă	0,010-0,015
n_3 = efectul obstrucționării	Neglijabil	0,000
	Slab	0,010-0,015
	Apreciabil	0,020-0,030
	Puternic	0,040-0,060
n_4 = prezența vegetației	Slabă	0,005-0,010
	Medie	0,010-0,025
	Importantă	0,025-0,050
	Foarte importantă	0,050-0,100
m_5 = gradul de meandrare	Slab	1,0
	Apreciabil	1,15

BCU IAȘI / CETERA UNIVERSITY LIBRARY

	Puternic	1,30

Tabel 15 Evaluarea coeficientului de rugozitate Manning (citat de Bravard, Petit, 2000)

1.Apele de şiroire

Curgerea cu caracter temporar îmbracă diferite forme, de la curgerea în pânză (areolară) sau difuză, până la curgerea concentrată de tipul torenţilor (foto 17). Între cele două categorii extreme se intercalează diferite forme de tranziţie cunoscute sub numele de *şiroaie*. Şiroirea se poate face sub forma unor multiple firicele de apă, a unor şuviţe sau curenţi, cei mai puternici dintre ei fiind cunoscuţi sub numele de *şuvoaie*.

La şiroire nu se distinge un curs bine individualizat ci, după fiecare ploaie, apa îşi croieşte un alt drum. Cel mai important aspect al acestor concentrări este trecerea de la secţiunea de spălare sau eroziune areolară, la cea liniară. În felul acesta şiroirea creează forme de eroziune cu aspect alungit, începând cu unele şănţuleţe abia perceptibile şi instabile, până la excavaţiuni alungite pe sute de metri (fig.122).

Procesul de spălare a terenurilor este mai ridicat pe suprafeţele lipsite de vegetaţie, iar volumul apei de şiroire depinde de cantitatea, durata şi intensitatea precipitaţiilor, de permeabilitatea şi de gradul de acoperire cu vegetaţie a terenului (foto.18).

2.Apele torenţiale

Torenţii reprezintă cursuri vijelioase de apă, cu caracter temporar, care se formează pe pantele înclinate cu vegetaţie discontinuă, în urma ploilor abundente sau a topirii zăpezilor.

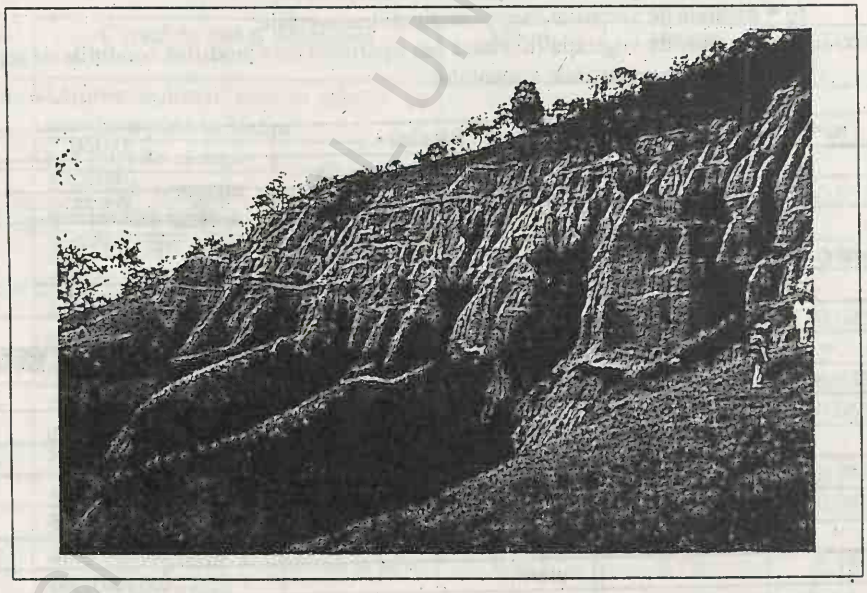


Foto 17 Sistem de ravene la Râpa Roşie (Sebeş)

Foto Gh.Romanescu

În raport cu şiroirea, torentul are calitatea de a concentra o cantitate mai mare de apă pe o singură direcţie, ceea ce face ca el să dispună de o mare energie. Prin acţiunea sa complexă (eroziune, transport, acumulare), torentul se compune din trei elemente (Surell, 1870): bazinul de recepţie, canalul se scurgere şi conul de dejecţie (fig.123).

- Bazinul de recepţie

Reprezintă teritoriul de pe care torentul îşi adună apele de ploaie, adică zona în care apele se concentrează către punctul cel mai jos al locului şi către care se orientează şi se adâncesc ravenele, rigolele şi ogaşele.

- Canalul de scurgere

Este un jgheab alungit, care porneşte din punctul cel mai coborât al bazinului de recepţie, pe care curge apa torentului împreună cu aluviunile desprinse. Valea este adâncă, pereţii uşor înclinaţi iar procesul erozional este mai intens pe verticală (eroziune liniară). Eroziunea laterală se face simţită abia în ultima fază a evoluţiei sale.

- Conul de dejecţie (evantai aluvial, con aluvial, agestru, vărsătură)

Reprezintă partea terminală a organismului torenţial şi se prezintă sub forma unui semicorn teşit clădit din aluviunile cărate şi depuse de torent.

În natură există şi cazuri când cele trei elemente nu se dezvoltă la toţi torenţii. Unele organisme pot fi lipsite de canal de scurgere fapt pentru care poartă denumirea de *hunie* (Oltenia).

Ca urmare a eroziunii, prin deschiderea straturilor de ape subterane, torenţii evoluează spre pâraie şi râuri.

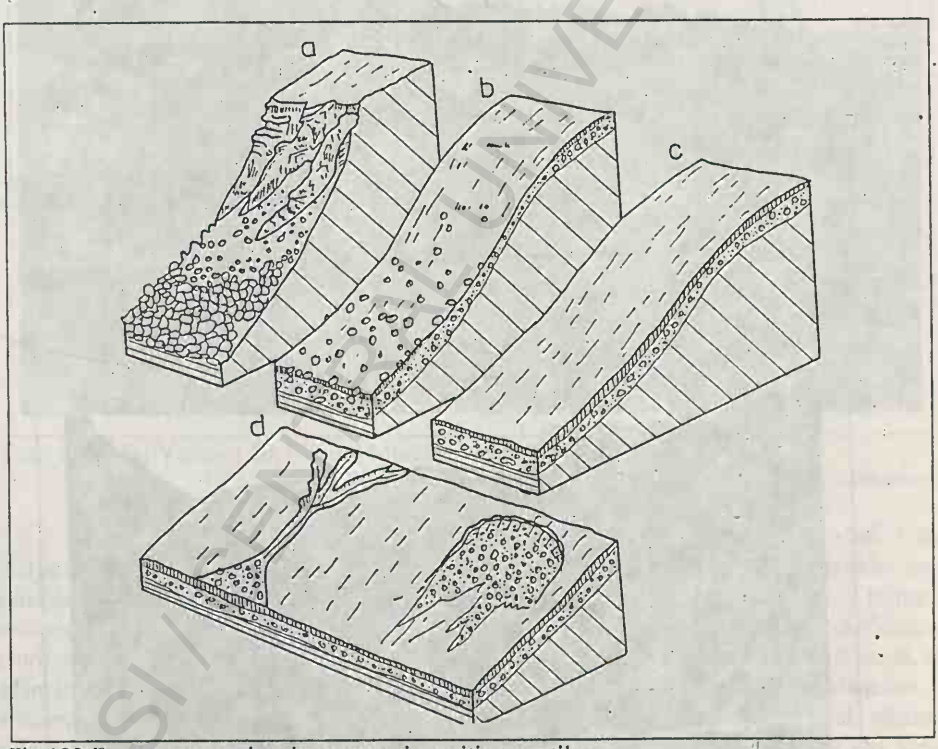


Fig.122 Fenomene erozive de versant şi apariţia torenţilor

3.Apele curgătoare cu caracter permanent

Totalitatea precipitaţiilor ce cad pe suprafaţa scoarţei terestre, la care se adaugă apa provenită din izvoare, începe să se scurgă pe suprafaţa topografică urmând linia de cea mai mare pantă sub influenţa gravitaţiei. Cursurile de apă astfel formate au caracter permanent şi

BCU IASI / CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

sunt cunoscute sub denumirea de *pâraie* (unitatea hidrologică cea mai mică) (foto.19). Din asocierea acestora se nasc râurile.

3.a.Râurile

Râul este un sistem deschis alcătuit dintr-un curs cu caracter permanent şi natural ce ocupă albii prin care curge apa datorită înclinării generale a profilului longitudinal, din punctele înalte ale reliefului, spre cele mai joase. Se varsă în alte unităţi hidrologice (fluvii, lacuri, mlaştini, mări, oceane) sau în mod excepţional se pierde în nisipuri sau în grote. Un râu presupune existenţa unui ansamblu format dintr-o masă de apă, mai mare sau mai mică, în mişcare spre zonele mai joase ale scoarţei şi făgaşul (albia) relativ bine conturat (Diaconu, Şerban, 1994).

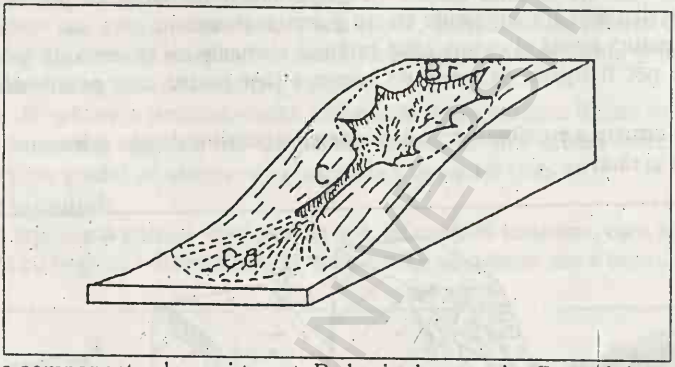


Fig.123 Părţile componente ale unui torent: Br-bazin de recepţie; C-canal de scurgere; Ca-con de dejecţie

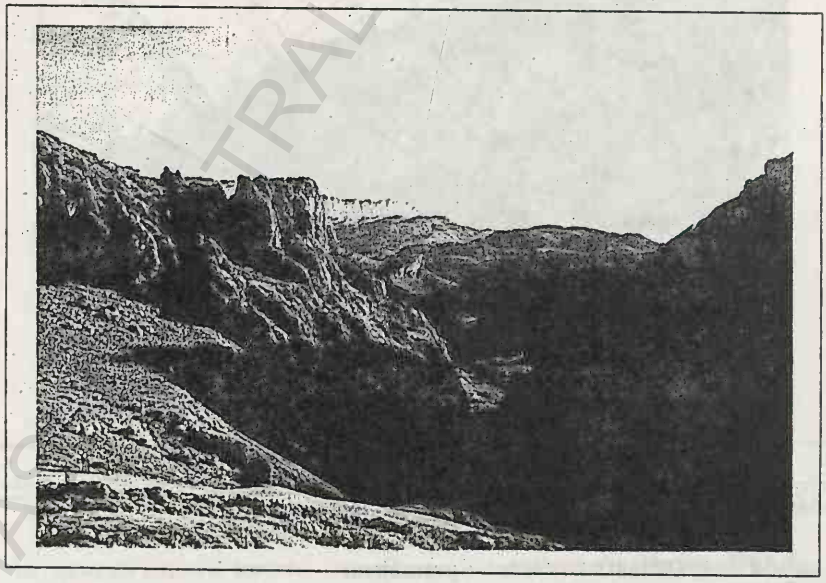


Foto 18 Vale montană în climatul arid al Atlasului Jos

Foto Gh.Romanescu

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Râul are o structură holarhică, fiind alcătuit din subsisteme (holoni) cu un ridicat grad de autonomie în ajustarea variabilelor componente, dar în acelaşi timp, este în regim de subordonare ierarhică până la nivelul întregului bazin hidrografic.

Faţă de şiroaie sau torenţi, râurile deţin părţi componente distincte. Deoarece sunt cursuri de apă cu caracter permanent şi acţiunea de eroziune are acelaşi caracter. Forma principală pe care o crează un râu este valea. Râurile transportă materialele erodate până la lacul de vărsare; când aceasta este reprezentată de o mare sau ocean nu se mai formează un con de dejecţie, ci o deltă sau estuar. În succesiunea amonte-aval, elementele componente sunt: izvorul, cursul de apă şi gura de vărsare.

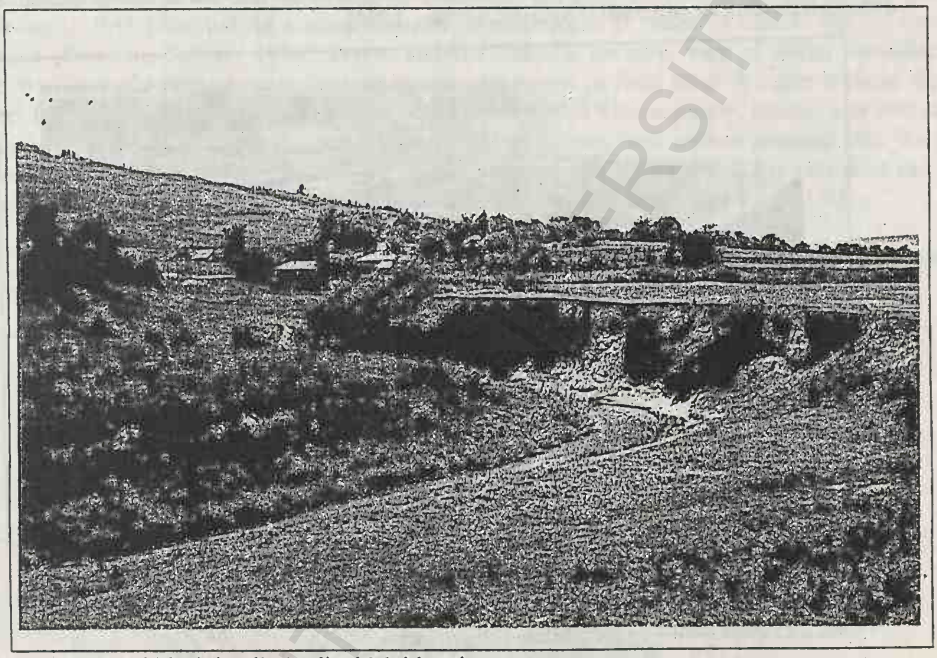


Foto 19 Pârâul Vasluieţ din Podişul Moldovei

Foto Gh.Romanescu

În funcţie de prezenţa apei în albii, se deosebesc mai multe categorii de râuri. Când râurile prezintă apă cu caracter continuu, în pofida tuturor variaţiilor temporale, sunt considerate *râuri (cursuri) cu caracter permanent*. Fenomenul secării râurilor este urmarea secetelor meteorologice prin epuizarea rezervelor de ape subterane interceptate de văi. Secarea râurilor este dependentă şi de legătura dintre albiile râurilor şi pânzele de apă subterană, de adâncimea mai mare sau mai mică a albiilor în fundurile de văi, de aşa-numita adâncime de eroziune a râurilor prin care acestea interceptează, complet sau numai parţial, pânzele subterane riverane. În unele cazuri defrişările iraţionale şi eroziunea puternică din bazin determină colmatarea văilor, ridicarea talvegului şi prin aceasta depărtarea albiilor de pânzele subterane şi diminuarea capacităţii de interceptare şi drenare a acestora.

În funcţie de mărimea perioadelor cu lipsă de apă din albiile râurilor se deosebesc mai multe categorii de *râuri cu caracter temporar (nepermanent)* (Diaconu, Şerban, 1994):

- cu secare foarte rară, la care fenomenul se produce odată la câteva decenii, în anii cu secete meteorologice severe şi de lungă durată;

- cu secare rară, la care fenomenul secării se produce odată la câţiva ani;

- cu secare anuală, la care fenomenul secării se produce aproape anual în timpul verilor uscate, cu excepţia anilor foarte ploioşi când prezintă apă tot timpul anului.

Gradul de secare schimbă formula de caracterizare în *râuri intermitente*: râuri care curg numai în anotimpul ploios, adică în fiecare an; râuri care curg numai la cele mai mari ploi, adică o dată la mai mulţi ani.

O altă categorie de râuri depinde de prezenţa apei în albie şi anume *râurile pe cale de dispariţie* sau *râurile care au fost*, în care apa a fost semnalată odată la câteva decenii sau pe durata vieţii câtorva generaţii (Diaconu, Şerban, 1994).

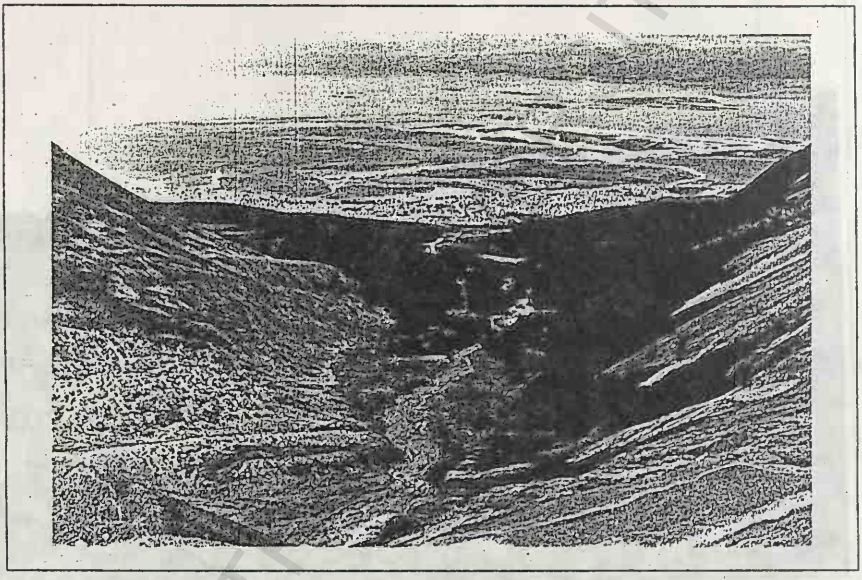


Foto 20 Pârâu andin cu alimentare din gheţari

Foto Gh.Romanescu

Se admite, în general, că noţiunea de râu implică prezenţa apei în grade diferite, pornind de la permanenţă până la apariţia ei foarte rară. Inconstanţa în timp şi marea variabilitate a "furnizării" apei de către râuri, apar drept corolare ale vremii. Definirea generală a râurilor, ca produse ale climei în condiţiile fizico-geografice specifice în care au luat naştere, este justificată.

3.a.1.Izvoarele râurilor

Izvoarele, dar şi limitele sectoarelor ce aparţin acestora, se determină, în majoritatea cazurilor, cu aproximaţie; cauza acestui fapt o reprezintă multitudinea factorilor care se pot lua în considerare: reţeaua de râpe (mai ales în regiunile de şes); baza unei alunecări sau limita unei mlaştini (mai ales în regiunile de podiş şi dealuri); baza unui grohotiş (la munte); limita externă a limbii unui gheţar (foto.20); limita unui petic de zăpadă persistentă etc. Pâraiele pot avea izvoarele şi în lacuri, mlaştini, circuri glaciare etc.

De cele mai multe ori, pentru râuri, sunt considerate izvoare, confluenţa a două sau mai multor pâraie: Dunărea (Brieg şi Brigach), Nil, Lotru (două pâraie care îşi au originea în

lacurile Zănoaga şi Gâlcescu), Someşul Mic (confluenţa Someşului Rece cu Someşul Cald) etc.

În condiţiile în care râul îşi începe cursul dintr-un izvor propriu-zis cu caracter permanent, acesta este considerat, în realitate, ca fiind izvorul râului. Dacă la originea râului participă mai multe izvoare mici, cu caracter intermitent, locul de formare al râului este variabil şi se stabileşte prin convenţie; în acest caz locul de formare este considerat primul izvor permanent, plasând de sus, dinspre culme. În ambele cazuri, în timpul şiroirii din perioada ploilor abundente, locul de naştere al râului urcă spre culme odată cu pâraiele temporare care îşi fac simţită prezenţa. În cazul arterelor mari locul de formare al râurilor este considerat punctul cel mai îndepărtat al bazinului, din care o picătură de apă ajunge prin şiroire în firul principal. În aceeaşi manieră se procedează şi pentru izvoarele râurilor care seacă (Diaconu, Şerban, 1994). Pentru stabilirea locului de izvor sunt şi cazuri deosebite. Izvorul unui râu care porneşte dintr-un lac este considerat ca fiind locul de ieşire al râului din lac. În condiţiile în care un râu este format prin confluenţa a două pâraie, izvorul este ales ca fiind pe cursul cel mai lung, cu debitul cel mai mare. În acest mod trebuie procedat chiar dacă denumirea râului principal este dată de numele componentului mai mic. Când cele două râuri componente sunt sensibil egale, ca loc de naştere este ales izvorul componentului stâng.

3.a.2.Cursul râurilor

În mod convenţional râurile au fost divizate în trei sectoare care se deosebesc între ele prin trăsături specifice: hidrologice, topografice, fizico-geografice, geologice etc..

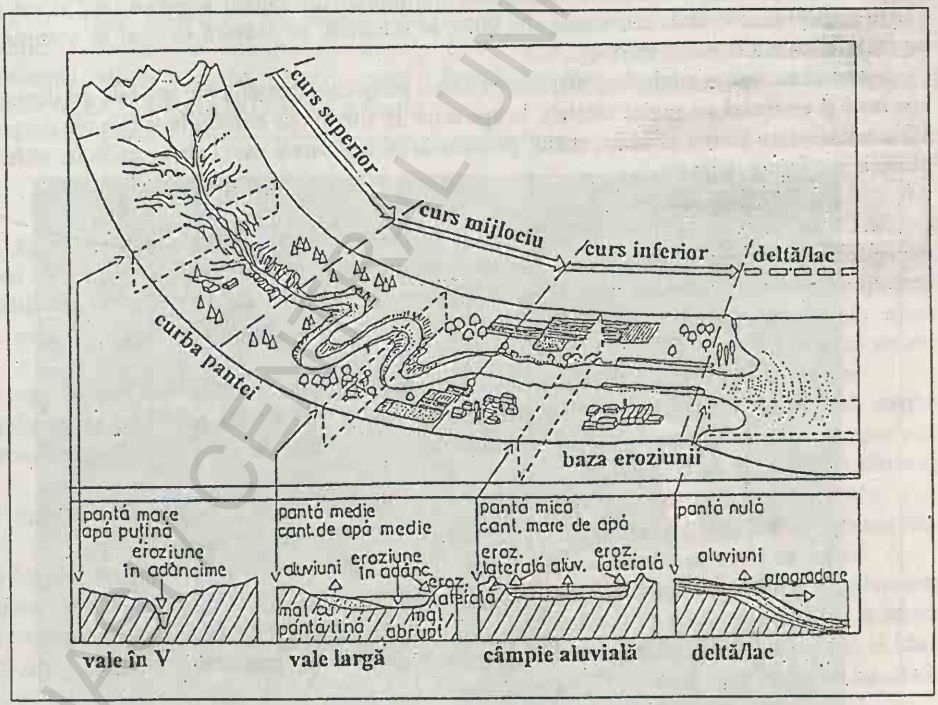


Fig.124 Principalele sectoare ale unui curs de apă

după Imboden, 1976

3.a.2.1.Cursul superior (alpin)

Prezintă, în general, o pantă mare. Curentul de apă este rapid, depăşind adesea 3 m/s, tinzând astfel să-şi deschidă o cale adâncă prin eroziune verticală (liniară). Debitele cresc din amonte spre aval, în funcţie de aportul afluenţilor şi al apelor subterane. Materialele erodate, din bazin sau albie, sunt transportate de curentul puternic, spre aval.

Profilul longitudinal este variat, prezentând numeroase repezişuri, praguri, cascade, marmite etc. (fig.124).

În rocile friabile, prăbuşirea versanţilor are ca efect formarea unei văi în V; în roci dure, cursurile de apă creează chei înguste. În albie se adună mari cantităţi de blocuri de piatră; materialele fine, precum pietrişul şi nisipul, sunt transportate, în aceeaşi măsură, dar la distanţe mai mari sau se pot depune în unele anse liniştite.

Cursul superior este asimilat cu poziţionarea sa în regiunile muntoase sau deluroase. Poziţia îi determină şi forma cursului: rectiliniu sau slab meandrat.

3.a.2.2.Cursul mijlociu

Cursul mijlociu începe acolo unde râul atinge stadiul fundului relativ plat al unei văi de mari dimensiuni. În locul cu pricina albia se lărgeşte, debitul creşte, se diminuează viteza, în general la mai puţin de 1 m/s. Ca urmare a vitezei scăzute, râul are tendinţa de formare a meandrelor. Eroziunea verticală (liniară) se substituie eroziunii laterale.

Valea de pe cursul mijlociu deţine un profil transversal, cu aspect de V mai deschis; albia se lărgeşte progresiv spre aval în timp ce malurile sunt din ce în ce mai puţin abrupte. Reducerea profilului longitudinal contribuie la diminuarea eroziunii şi transportului, favorizând creşterea sedimentării. Materialul transportat din cursul superior, cât şi cel din cursul mijlociu, este târât sau rostogolit, rulat şi sfărâmat, pe măsură ce râul se apropie de limita inferioară a cursului mijlociu.

În interiorul meandrelor, mai ales a celor incipiente, materialele erodate se depun la ape mari şi erodează pe malul celălalt, la ape mici. În funcţie de condiţiile locale ale curgerii, albia adăposteşte pietriş şi nisip, mâlul găsindu-se în sectoarele mai calme, unde de altfel şi plantele pot forma rădăcini.

3.a.2.3.Cursul inferior

Cursul inferior se formează acolo unde fluviul transportă o mare cantitate de apă, cu viteze foarte mici, uneori doar de câţiva centimetri pe secundă. De obicei este situat în zona dealurilor joase sau la câmpie. Înaintea ridicării digurilor de protecţie existau zone inundabile vaste; din păcate, acestea sunt mai joase decât terasele şi mai slab valorificate din punct de vedere economic.

În albia propriu-zisă, eroziunea este aproape nulă. Aluviunile foarte fine, care se depun, dau naştere unui fund de albie mâlos. Caracteristica de bază a profilului longitudinal este reprezentată de formarea meandrelor sau despletirea albiei în mai multe braţe. Forma generală a albiei este de U larg deschis.

Sunt numeroase cazurile când unele râuri prezintă un singur sector desfăşurat în întregime pe aceeaşi unitate de relief: Vedea, Mostiştea, Călmăţui (Câmpia Română) etc.

Variaţiile termice anuale ale apei cresc gradual din amonte spre aval. În apropierea izvoarelor, ecartul amplitudinal, foarte adesea, nu depăşeşte 1-2^{0}C; în cursul inferior poate atinge şi 20^{0}C. Oxigenarea evoluează în sens invers: intensă în tumultoşii torenţi montani şi slabă în cursurile mijlocii şi inferioare, numai că de data aceasta este compensată, în parte, de producţia oxigenului elaborat de plantele acvatice.

3.a.3.Gura de vărsare

3.a.3.1. Sunt cazuri particulare când un râu nu poate ajunge la colector deoarece se pierde prin evaporare sau prin infiltrare. Extremitatea din aval, sau *gura falsă* poartă numele de *capăt orb*, iar râul în sine este considerat *râu orb*. Aceste râuri se găsesc, de obicei, în

deşerturi: Tarim (Pod. Tibet), Zeravşan, Tedjeu, Murgab, Sarysu, Ciu (Asia Centrală Sovietică) etc. sau în mlaştinile Okawango (Africa) etc.

3.a.3.2. În cele mai frecvente cazuri un râu se varsă în altul, de obicei mai mare. Locul de contact poartă denumirea de *confluenţă*. Râul mai mic poartă denumirea de *afluent*, iar cel receptor este cunoscut sub numele de *râu recipient, colector* sau *râu principal*.

3.a.3.3. Un tip important de gură de vărsare, care ia naştere în mările deschise unde mareea are o amplitudine importantă, poartă numele de ***estuar.***

Ca loc de întâlnire al apelor fluviale cu cele oceanice estuarul este un spaţiu de înfruntare sau de consens? Imaginea de ansamblu demonstrează naşterea unui hibrid. Estuarul este locul de întâlnire dintre eternitate şi efemer, expoziţia permanentă şi contrastantă a raporturilor omului cu natura.

Nici uscat, nici apă, estuarul ar fi un spaţiu intermediar în căutarea unei identităţi. Prin caracteristicile pe care le deţin, estuarele dau senzaţia unui spaţiu fără frontieră unde apa se confundă cu uscatul şi orizontul într-o interogaţie permanentă. Ce alt loc ar mai fi atât de apt să vehiculeze o imagine de natură virgină şi sălbatică unde omul şi activităţile sale se confundă cu spaţiul şi timpul?

Vârsta bazinelor hidrografice de pe Terra depinde, în primul rând, de vechimea munţilor care determină apariţia şi desfăşurarea lor spaţială. Fluviile care coboară din vechile scuturi primare nu şi-au schimbat albia de zeci, uneori chiar de sute de milioane de ani (Sf.Laurenţiu, Zambezi etc.). Alte cursuri de apă au luat naştere ca urmare a orogenezelor recente (fluviile venite din Alpi, Himalaia, Anzi, Stâncoşi etc.). De foarte multe ori se poate asista la stranii inversiuni ale sensului de scurgere: Amazonul, înainte de fierăstruirea Cordilierei Andine, se scurgea pe direcţia E-V; după penetrarea cordilierei el a fost transformat într-un uriaş lac situat în centrul Braziliei şi abia recent a reuşit să taie Scutul Guianez pentru a deversa în Oceanul Atlantic.

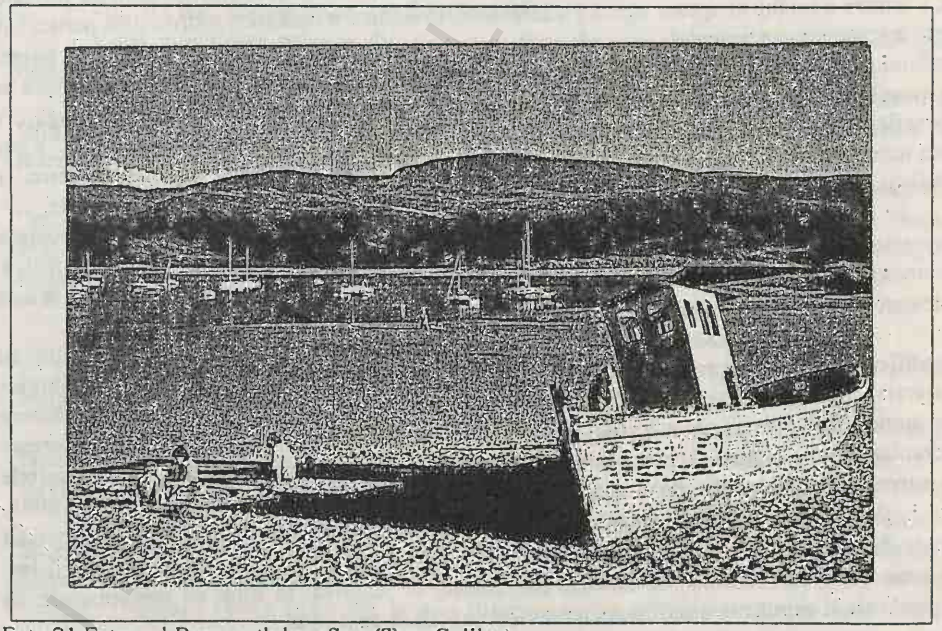


Foto 21 Estuarul Barmouth la reflux (Ţara Galilor)

Foto Gh.Romanescu

Unităţile de măsură utilizate în scala spaţio-temporală variază în funcţie de vechime, rata sedimentării şi dimensiuni (tabel 16).

	Megascală	Macroscală	Mezoscală	Microscală
Spaţiu	km	km	M	cm
Timp	Secole	an/lună	zi/h	min./s

Tabel 16 Unităţile de măsură utilizate în scala spaţio-temporală

Fluviile vechi au fost şi ele afectate de variaţiile de nivel ale Oceanului Planetar. În timpul perioadelor glaciare, oceanele pierd din aportul de apă deoarece aceasta se găseşte cantonată în calotele glaciare polare sau în gheţarii alpini. În acest caz, nivelul mediu al Oceanului Planetar scade. Când inlandsisurile se topesc, în perioadele interglaciare, nivelul general marin creşte. Fluviile, care în perioadele glaciare îşi creaseră o albie nouă, se găsesc în situaţia ca în perioadele interglaciare să fie invadate de apele oceanice. Deltele formate la gurile de vărsare sunt înecate de apa mării şi pentru moment se formează o nouă gură sub formă de estuar. În cazul în care platoul continental, pe care-l acoperă aluviunile, este foarte extins, se poate crea o nouă deltă, ca urmare a colmatării, în câteva mii de ani.

Fenomenele geologice enumerate pot conduce, cel mai adesea, la formarea estuarelor. Cauza cea mai importantă, care călăuzeşte la apariţia unor astfel de forme, este reprezentată de eustatism. Condiţiile şi procesele constructive sau distructive diferă de la un loc la altul. Chiar şi în cazul unui singur bazin marin fenomenele pot fi diferite: ţărmul sudic al Mării Nordului se scufundă, în timp ce ţărmul nordic (mai ales cel Norvegian) se ridică. Motivul principal este reprezentată de eliberarea uscatului ca urmare a topirii calotei glaciare scandinave.

Estuarele constituie o categorie aparte de forme litorale. Ele au drept caracteristică penetrarea, prin intermediul mareelor, a apelor marine în cursul aval al organismelor fluviale. Ca urmare a întâlnirii apelor sărate cu cele dulci ia naştere o dinamică hidrologică particulară cu mecanisme sedimentare specifice. Estuarele apar ca locuri foarte importante pentru schimbul de energie şi materie dintre domeniul marin şi cel terestru. Această situaţie face ca estuarele să reprezinte spaţii privilegiate pentru activităţile umane. Foarte devreme navigaţia a beneficiat de aceste binefaceri naturale pentru a penetra în interiorul continentelor. Viaţa maritimă a creat funcţia portuară care, la rându-i, a stimulat urbanizarea şi industrializarea. În ţările puternic dezvoltate estuarele au devenit adesea târguri economice foarte importante.

Estuarele sunt, de asemenea, foarte favorabile vieţii vegetale şi animale deoarece reprezintă locuri de contact, protejate, dar dinamice, în care abundă elementele nutritive. Numeroase specii de păsări, mai ales de peşte, se reproduc continuu, fapt pentru care aceste sectoare reprezintă locuri tradiţionale de pescuit şi, de curând, pentru acvacultură.

Amenajările care au intervenit în mediul estuarelor, încă din secolul trecut, au modificat profund geometria siturilor precum şi procesele hidrologice şi sedimentologice naturale. Aruncarea deşeurilor şi a poluanţilor într-un număr foarte mare determină scăderea de autoepurare a estuarelor (producţia biologică are de suferit, iar activităţile de recreare dezvoltate încă din secolul trecut, sunt în pericol). Estuarele sunt spaţii litorale foarte sensibile la intervenţiile umane care bulversează foarte repede echilibrul ecosistemului (Paskoff, 1998).

Marele lor interes economic explică de ce studiile cu caracter ştiinţific au început foarte de timpuriu. Ele au făcut obiectul releveelor cartografice încă din secolul al XVIII-lea. Primele observaţii hidrologice datează din secolul al XIX-lea, în timp ce mecanismele de împiedicare şi expulzare a sedimentelor au fost precizate de curând.

Cuvântul estuar derivă din latinescul *aestus* care semnifică *maree* (Nonn, 1972; Perillo, 1996). Termenul de estuar trebuie definit, încă de la început, deoarece geologii îl folosesc într-un sens larg. Geomorfologii îl desemnează ca fiind o gură de vărsare a unui curs de apă important care se colmatează spre aval şi în care penetrează amplu mareele. Deschiderea spre larg nu poate fi obturată. Sedimentele fine, de origine fluvială şi marină, sunt împiedicate un oarecare timp. O parte din ele sfârşesc prin a fi expulzate în mare, o altă parte contribuie la colmatarea estuarului prin acumularea laterală a mâlului (acreţie) şi crearea de bancuri nisipoase mediane.

Estuarul trebuie privit doar prin prisma parametrilor fiziografici: geomorfologici, hidrologici, biologici şi componenţilor chimici. Orice definiţie comprehensivă trebuie să includă şi aceste aspecte.

În decursul timpului s-au emis mai multe definiţii, unele complete, altele deficitare, în punerea la punct a unor parametri caracteristici.

"Un estuar este o masă de apă în care apa râului se amestecă şi se diluează treptat cu apa mării" (Ketchum, 1951).

"Un estuar este o masă de apă semiînchisă, pe un ţărm care comunică liber cu marea şi care conţine o foarte importantă cantitate de apă oceanică măsurabilă" (Pritchard, 1952).

"Un estuar este o masă de apă semiînchisă, pe un ţărm care comunică liber cu marea şi în care apa mării se diluează măsurabil cu apa curgătoare care derivă de pe uscatul drenat" (Cameron, Pritchard, 1963).

Definiţia estuarului trebuie să cuprindă patru caracteristici de bază:

- estuarul este o formă tipic litorală, morfologic controlată de apa care comunică cu marea;
- estuarul este continuu alimentat cu apă marină sărată ca urmare a advecţiei sau a difuziei;
- diluţia apei marine trebuie să fie măsurabilă;
- apa curgătoare provine din râurile şi pâraiele care debuşează în masa de apă a estuarului (Perillo, 1996).

"Un estuar este o masă de apă litorală, parţial închisă, ce comunică permanent sau temporar cu marea, în care variaţia salinităţii este măsurabilă, ea derivând din amestecul apei marine cu cea provenită de pe uscatul drenat" (Day, 1980).

Masele litorale de apă, cu salinitate ridicată, sunt clasificate de unii autori ca fiind "estuare negative" (Pritchard, 1952). Nu se poate accepta existenţa unor "estuare intermitente". În acest caz estuarul este un golf marin în care debuşează un râu a cărui ape se amestecă cu măsa lichidă ce aparţine mării. Estuarul cuprinde trei părţi distincte:

a. estuarul marin sau inferior, care are legătură deschisă cu marea;

b. estuarul mijlociu, care deţine apă marină sărată şi totodată dulce;

c. estuarul fluvial sau superior, caracterizat de existenţa apei dulci şi de acţiunea mareelor zilnice (Dionne, 1963).

În definiţiile recente s-a introdus şi o orientare geologică, bazată pe modelul faciesurilor estuariene. În acest caz, sectorul aval al estuarului primeşte sedimente mixte: fluviale şi marine. Faciesul este influenţat de maree, valuri şi fluviu (Dalrymple et al., 1992).

Gironde este un estuar tipic. Sena, Loire (Franţa), Tajo (Portugalia), Tamisa, Humber, Severn (Anglia), Weser, Elba (Germania), Saint-Laurent (Sfântu Laurenţiu), Columbia (America de Nord), Amazon (America de Sud) etc. sunt fluvii care se termină printr-un estuar complex (Paskoff, 1998). Estuarele, în sens strict, se disting prin forme litorale determinate de înecarea, de către mare, a văilor continentale (riasurile), calanqurilor şi fiordurilor. Aceste cazuri sunt considerate ca medii estuariene parţiale. În acest sens lagunele alimentate de râuri

şi deschise spre mare (cum era în stare naturală Veneţia), sau golfurile mici, de origine tectonică, în care debuşează cursuri de apă (San Francisco), pot fi considerate medii estuariene.

Originea şi condiţiile de existenţă a estuarelor

Variaţiile glacio-eustatice ale nivelului oceanic, în timpul Cuaternarului, explică geneza estuarelor. În perioada regresiunii würmiene fluviile importante ale lumii aveau cursurile inferioare alungite şi săpate pe platformele continentale ale actualelor oceane şi mări. Loire a avut un paleocurs care a fost reperat la o adâncime de –27m la Nantes şi la –80m pe shelf (şelf). Cu 15.000 B.P. ridicarea nivelului marin a antrenat o diminuare a pantei de pe cursul inferior al fluviilor care au trecut de la o perioadă de incizare la alta de rambleiere.

Factorii care controlează formarea estuarelor sunt foarte diversificaţi, fiecare dintre ei având roluri şi intensităţi diferite.

Sondajele efectuate în estuare evidenţiază existenţa unor sedimente grosiere la bază, de vârstă würmiană, după care urmează nisipurile de la începutul Holocenului şi mâlul actual. Această succesiune demonstrează diminuarea progresivă a competenţei râurilor ca urmare a amortizării vitezelor de scurgere. În multe sectoare ale Terrei nivelul mediu al Oceanului Planetar creşte cu valori diferite, de ordinul câtorva milimetri pe an. Estuarele se formează acolo unde încărcătura fluvială este insuficientă pentru colmatarea cursurilor inferioare. Colmatarea în cauză urmează acelaşi ritm cu creşterea nivelului marin care este destul de rapidă la scara geologică a timpului (100m în ultimii 10.000 ani). În momentul culminaţiei transgresiunii postglaciare (5.000-6.000 ani în urmă) estuarele erau mult mai numeroase ca astăzi. De atunci multe dintre ele au fost în întregime rambleiate. Cele care rezistă încă se găsesc în sectoarele unde sunt reunite următoarele condiţii:

- maree cu amplitudine suficientă pentru a permite ocurenţa curenţilor rapizi de flux şi reflux;
- morfologie cu aspect de pâlnie la gura de vărsare care autorizează o importantă penetrare a mareei prin larga deschidere şi adâncimea mare din aval; permite o accelerare a curenţilor care se deplasează în amonte;
- încărcătură aluvială grosieră slabă (dacă aceasta ar fi abundentă ar intensifica competenţa şi capacitatea curenţilor, adică ar activa rambleierea estuarelor).

Condiţia din urmă depinde de fluviile a căror bazine versant cunosc un regim de biostazie. Sub un asemenea regim cuvertura forestieră favorizează alterarea rocilor (cantitate mare de materiale fine care derivă în urma acţiunii meteorice), la care se adaugă fragmentarea mecanică care dă materiale grosiere (climatele calde - ploioase şi temperate).

Ţărmurile de la latitudini temperate sunt favorabile existenţei estuarelor ca urmare a următoarelor condiţii:

- nu au cunoscut, în timpul perioadelor reci cuaternare, excavaţii glaciare generatoare de fiorduri ca cele de la latitudini mari;
- încărcătura aluvială fină din cursurile de apă este mai puţin importantă ca cea de la latitudinile tropicale pluviale unde căldura accelerează descompunerea chimică a rocilor;
- puterea fixatoare pentru sedimente a papurii şi stufului este mai puţin eficace ca cea a paletuvierilor din mangrovele tropicale;
- o uşoară tendinţă a subsidenţei contrariază o evoluţie spre colmatare a estuarelor (se explică ca urmare a unor cauze izostatice la scara globului: reprezintă contrapartea ridicării, în plină desfăşurare, a uscaturilor de la latitudini mari, ca urmare a eliberării de greutatea inlandsisurilor care le acopereau în timpul ultimilor epoci glaciare).

Pentru apariţia estuarelor se poate remarca existenţa unor condiţii cu caracter general (Nonn, 1972):

- existența mareelor, cu jocul de dute-vino (flux-reflux) și amplitudine ridicată (fig.125);

- existența valurilor a căror amortizare este accelerată de modificarea undelor prin reflexie sau difracție pe capurile exterioare sau interioare, precum și de sinuozitățile văilor înecate; fenomenele de divergență a valurilor se datorează existenței văilor submarine și ridicării fundului spre amonte;

- existența unui sector inferior de vale fluvială (sau a unui sistem de văi), situat între versanți a cărui ecartament este mai îngust ca lungimea pe care se face simțit jocul direct sau indirect al mareei (această trăsătură nu poate lua în calcul estuarele de golf cu fundătură – *cul-de-sac*) în care debușează doar torenți de mici dimensiuni);

- versanții, fasonați de procesele subaeriene, și a căror evoluție ține cont de ablația realizată în estuarul propriu-zis, nu trebuie să dispună de terase, sau acestea să fie într-un număr cât mai redus.

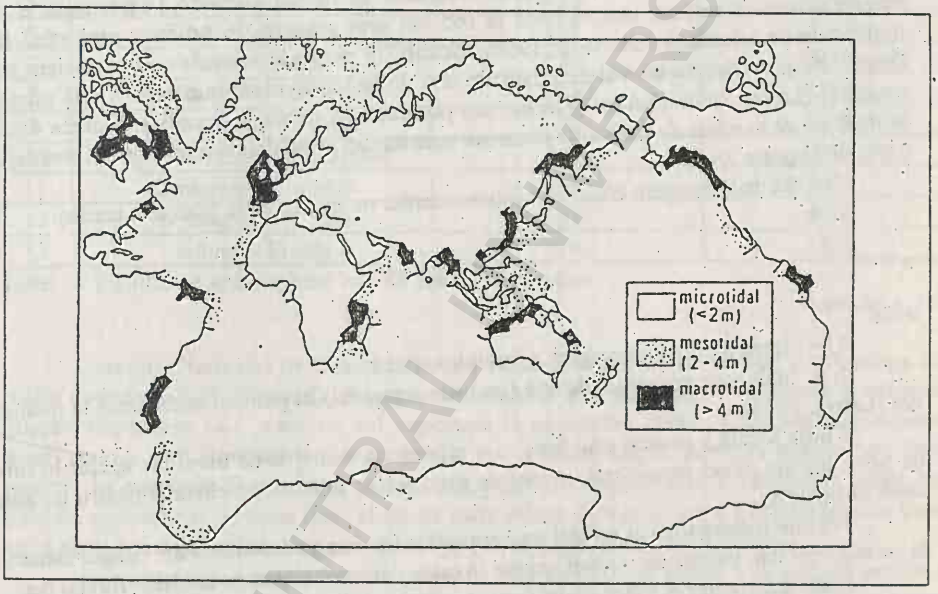


Fig.125 Amplitudinea mareelor la țărmul Oceanului Planetar

după Davies, 1972

Configurația estuarelor poate fi schimbată ca urmare a acțiunii valurilor și curenților marini (Bird, Ranwell, 1964; Guilcher, 1956; Bird, 1970). Aceștia se manifestă la țărm și gura de vărsare a râurilor și pot da naștere, în final, unor cordoane litorale care pot închide total sau parțial estuarul transformându-l într-o lagună.

Dinamica hidrologică a estuarelor

În cadrul estuarelor se manifestă forțe diferite: fluviale, mareice, salinitatea apei, încărcătura solidă, direcția și forța vânturilor etc. (Bird, 1970). Deriva litorală se face simțită în aval, unde este, uneori, responsabilă de construcția cordoanelor nisipoase (de tip săgeată) cu punct liber. Hula și undele de furtună penetrează în estuare prin deschiderea pe care acesta o prezintă la intrare. Valurile sunt rapid amortizate dar au capacitatea de a modela falezele acolo unde lovesc în plin malul înainte de a-și pierde energia. Vântul dă naștere valurilor chiar pe

suprafaţa de apă care aparţine estuarelor şi urmează direcţia spre care suflă. El este susceptibil de intensificarea, sau din contra, de frânarea vitezei curenţilor de maree.

Cu toate acestea, cele două forţe esenţiale care comandă dinamica estuarelor sunt, pe de o parte, cele ale fluviului, şi pe de altă parte, cele ale mareelor.

Curentul fluvial se amortizează într-un estuar ca urmare a diminuării pantei, el sfârşind prin a fi anulat complet. Este contrariat de flux, însă intensifică puterea refluxului. Volumul de apă dulce joacă un foarte important rol în hidrologia estuarului a cărui caractere schimbătoare urmează perioadele de etiaj, de debit mediu sau de revărsare.

Într-un estuar mareea provoacă mişcări alternative ale masei de apă. Penetrarea apei de mare în timpul fluxului refulează apa dulce spre amonte până la un punct de la care porneşte un curent fluvial îndreptat spre aval; aceasta este *mareea dinamică* (*mareea de apă dulce*) a cărei amploare depinde de marnaj, de panta patului submers, de lăţimea şi adâncimea estuarului, de debitul solid etc. Prin urmare, ea nu prezintă aceeaşi importanţă în apele vii, apele moarte, la etiaj, apele medii şi la revărsare. În fluviul Gironde, în perioada etiajului, mareea dinamică se face simţită până la 165 km spre amonte; pe Amazon urcă până la mai multe sute de kilometri (Ottmann, 1968). Uneori, în perioada mareelor cu coeficient ridicat, fluxul este precedat de un val deferlant de zeci de centimetri înălţime care poartă numele de mascaret (Loire, Seine (Sena) - Franţa) sau pororoca (Amazon – Brazilia). Mareea dinamică se distinge *de mareea de salinitate* deoarece aceasta din urmă deţine ape sărate şi marnajul are o medie de peste 2m.

Viteza de propagare a vârfului intumescenţei nu este în toate punctele aceeaşi:

$$C = \sqrt{gh} - U,$$

unde:

U = viteza medie de scurgere a fluviului spre aval;

h = înălţimea secvenţei de apă (inclusiv a mareei) în punctul considerat la momentul dat (Larras, 1964).

Curba locală a mareei este linia care reprezintă variaţiile de nivel ale apelor în funcţie de timp, într-un punct considerat, pentru un marnaj dat, în mare deschisă şi pentru un anumit debit al fluviului.

Profilul instantaneu al mareei este suprafaţa liberă a undei-maree din lungul estuarului, la un moment dat, pentru un marnaj anume în mare deschisă şi pentru un debit fluvial dat.

Locul geometric al mării înalte (sau joase) este suita punctelor cele mai înalte (sau cele mai joase) pe care le atinge mareea în lungul estuarului, la un moment dat, pentru un marnaj anume, în mare deschisă şi pentru un debit fluvial dat.

Ca urmare a faptului că adâncimea şi lăţimea estuarului se diminuează spre amonte, unda mareei suportă modificări pe măsura propagării ei. Pe de o parte marnajul începe să crească (în Gironde este de 4,5m la Royan şi de 6m la Bordeaux), pentru ca să se amortizeze şi să dispară odată cu creşterea pantei patului. Pe de altă parte, curba mareei pierde din aspectul de sinusoidă regulată. Ea capătă o formă din ce în ce mai disimetrică alungindu-se dinspre mare deoarece fluxul devine din ce în ce mai rapid şi mai scurt în raport cu refluxul.

Fluxul se traduce printr-o ridicare a nivelului apei în estuar. În plină mare acest nivel este orizontal deasupra profilului în lungul estuarului. Refluxul, care evacuează mai multă apă ca fluxul, nu înregistrează creşteri ci, din contra, descreşteri. La nivelul mării el este înclinat spre aval şi panta este mai marcată în perioada apelor vii decât în perioada apelor moarte.

Alternanța flux-reflux într-un estuar provoacă o oscilație a particulelor de apă din amonte spre aval și viceversa, cu o rezultantă de deplasare spre aval. Numărul trecerilor acestor particule de apă în fața unui punct dat, crește din amonte spre aval. Doar revărsările foarte puternice anulează fluxul, permițând în acest caz o evacuare directă a fluviului în mare fără existența unui retur. Mareele, în cadrul estuarelor, provoacă o deplasare dute-vino a unei mase imense de apă.

Nr. crt.	Estuarul	Marnajul m	Debitul maximal m^3/s
1	Hooghly – India	6,00	310000
2	Gironde – Franța	5,60	150000
3	Betsiboka – Madagascar	4,60	65000
4	Tamisa – Anglia	5,00	40000
5	Kandla – India	6,85	28700
6	Elba – Germania	3,50	27500
7	Loire – Franța	5,50	23600
8	Rance – Franța	13,50	20000
9	Sena (Seine) – Franța	7,05	7600
10	Espirito Santo – Mozambic	4,00	7000
11	Konkouré – Guineea	1,00	5500
12	Whangpoo – China	3,00	4000
13	Adour – Franța	3,40	1800

Tabel 17 Debitul de apă implicat într-un sistem flux-reflux

după Larras, 1964

Curenții alternativi de flux și reflux au viteze care depind de marnaj și pot atinge mai multe noduri (4-5 în Gironde). Rugozitatea fundului și a malurilor îi frânează și provoacă mișcări turbionare care joacă un rol important în amestecul apelor. Canalele care urmează acești curenți sunt sinuoase și divagante. Ele pot fi tăiate, caz în care dau naștere unor brațe moarte. În estuarele foarte largi se remarcă adesea o specializare a canalelor: unele sunt baleiate preferențial de către flux, altele de către reflux. Deviația forței Coriolis face ca fluxul să se alungească pe malul stâng și refluxul pe malul drept (emisfera nordică).

Existența celor două trasee de curenți – de umplere și golire – și a două șenale nu constituie o regulă generală absolută. Dualitatea precedentă implică existența unor schimburi de apă transversale de la un traseu la altul în cursul desfășurării unei maree (Larras, 1964).

Nu există o lege generală a repartiției verticale a vitezelor în cadrul unui estuar. Apa se deplasează în strate cu viteze și sensuri de curgere care diferă de la o secvență la alta. Apa poate să curgă, cu aceeași viteză, pe toată grosimea sa, de la suprafață până la fund. De cele mai multe ori vitezele cele mai scăzute se găsesc la contactul cu fundul estuarului și la țărm.

Penetrarea apei de mare în estuar constituie mareea de salinitate a cărui front se situează în punctul extrem atins de mareea dinamică. În Gironde el se situează la 75 km de la gură spre amonte în perioada etiajului (Pirazzoli, 1993). În amonte, deoarece apa dulce este mult mai ușoară decât apa mării, intruziunea se termină printr-un con ("con de sărătură"), limitat de curba izohalină de 0,5‰ care este intersectată de patul estuarului și a cărei poziție variază, pe de o parte, cu coeficientul mareei și pe de altă parte, cu importanța debitului fluvial. Amestecul între cele două mase de apă nu se face imediat și stratificația lor generează

curenți de densitate. Există astfel o circulație hidrologică originală care se adaugă curenților de maree care dau o specificitate dinamicii estuariene.

În timpul fluxului, atunci când stratificația este bine marcată și forțele antagoniste ale apei marine și fluviale-se echilibrează, ia naștere, pe fundul estuarului, o lentilă de apă imobilă. Această lentilă are tendința de a se menține și după instalarea calmului din marea deschisă deoarece curentul de reflux este adesea lent.

Modalitățile de penetrare a mareei de salinitate în cadrul estuarului face ca gradul de amestec dintre apele marine și cele fluviale să împartă acest mediu în două mari sectoare (Pritchard, 1967):

- estuar cu con de sărătură (scurgere hipopicnală);
- estuar parțial amestecat (scurgere hiperpicnală).

În cadrul estuarului cu con de sărătură raportul dintre debitul fluvial și volumul prismei de apă sărată introdus de maree este ridicat. Apa fluvială dulce se scurge deasupra intruziunii saline, dar ca urmare a proceselor difuze care se produc la interfața celor două medii, se declanșează un amestec vertical în dublu sens. Drept consecință crește salinitatea nivelului superior fluvial spre aval în timp ce nivelul inferior marin suportă pierderi spre amonte. Aceste schimburi nu perturbă fundamental stratificația și gradientul de salinitate rămâne suficient de ridicat pentru a da naștere curenților de densitate. Prin urmare, rezultă o circulație reziduală etajată care reprezintă mișcarea maselor de apă, abstracție făcând fenomenul de dute-vino al curenților de flux și reflux. Scurgerea spre amonte, în partea inferioară, se desfășoară pe cca.33% sau 25% din înălțimea stratului de apă, cu o viteză descrescătoare. În extremitatea amonte a intruziunii saline punctul nodal este locul de convergență unde se anulează curentul de fund care urcă în estuar și curentul fluvial, care pe toată grosimea stratului de apă, coboară.

În estuarele parțial amestecate debitul fluviului este slab în raport cu prisma mareei. Curenții de flux și reflux, prin turbulența lor, amestecă suficient cele două mase lichide pentru ca gradientul lor verticală de salinitate să fie redus. Scurgerea medie reziduală tinde să se îndrepte spre aval pe întreaga grosime a stratului de apă.

Ca urmare a modului de circulație a apei în cadrul estuarelor, acestea pot fi clasificate astfel (Pritchard, Carter, 1982):

- stratificate (cu con de sărătură și scurgere fluvială de suprafață);
- parțial amestecate (conul de sărătură este de mici dimensiuni și parțial amestecat);
- cu amestec vertical omogen (pătrunderea mareei este slabă);
- omogen (amestec puternic al apelor, mai ales în sectorul inferior al fluviului).

În estuarele largi efectul forței Coriolis se traduce printr-o concentrare a apelor sărate, ca rezultat al fluxului, pe malul stâng, și o concentrare a apelor dulci, ca rezultat al refluxului, pe malul drept (emisfera nordică).

În funcție de timp, același estuar poate să fie încadrat într-o altă categorie. Gironde, care aparține, în general, estuarului cu con de sărătură, trece în estuar parțial amestecat atunci când debitul fluviilor Garonne și Dordogne atinge un nivel de etiaj foarte marcat în perioada apelor vii.

Prin definiție, estuarele sunt medii acvatice caracterizate prin schimbări perpetui de salinitate. Gradul de salinitate se mărește gradual odată cu apropierea de mare. În perioada etiajului gradientul de salinitate este mare, în timp ce la revărsări acesta este scăzut. Salinitatea mai depinde și de existența curenților litorali sau de amplitudinea mareei. La suprafață, salinitatea este mai scăzută, comparativ cu apele de adâncime.

Pentru unele organisme, variațiile de salinitate constituie un factor limitativ. Speciile care s-au adaptat la toate concentrațiile de salinitate sunt foarte rare, ele purtând denumirea de

eurihaline (anghile, alose etc.). Acestea dispun de organe speciale pentru tratarea sării: perfecționarea sistemului venal, glande de secreție a sării etc. Animalele care nu suportă nici o schimbare a presiunii osmotice poartă denumirea de stenohaline.

Estuarele se pot diviza în patru sectoare distincte (Planète Océan, 1983; Durward et al., 1972):

- preestuarul – situat în sectorul extrem amonte; reprezintă doar o mică lărgire a albiei râului și conține doar apă dulce;
- estuarul superior – apa dulce și cea sărată începe să se amestece; concentrația salină variază între 5-10‰.
- estuarul mijlociu – indicele de salinitate este cuprins între 10-20‰; influența mareei este foarte puternică;
- estuarul inferior – salinitatea depășește 20‰ (marea liberă deține 30-35‰) (fig.126).

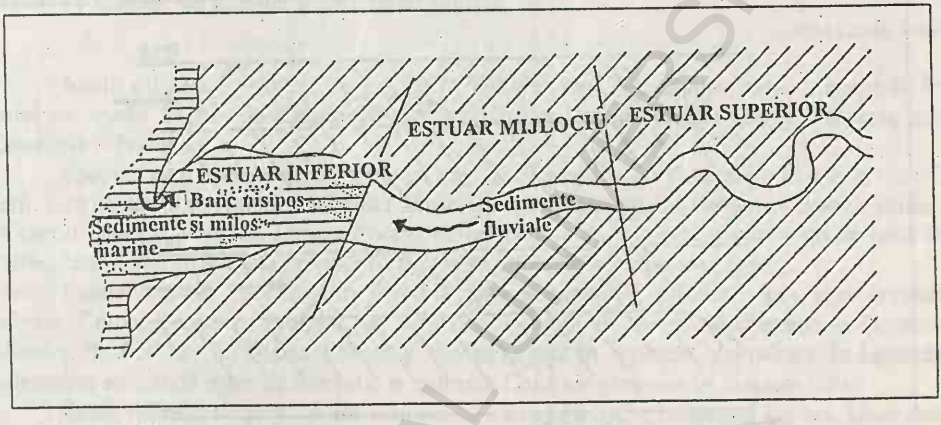


Fig.126 Mediile unui estuar

după Planète Océan, 1983

Ecologiștii introduc diviziuni mult mai fine, bazate pe studiul populațiilor vegetale și animale specifice fiecărui biotop. Se pun în evidență lungi succesiuni de comunități ale lumii vii: unele specii nu pot suporta decât o anumită concentrație de salinitate, altele fac tranziția sau rezistă la toate tipurile de concentrație.

Chimia estuarelor

Salinitatea joacă un rol preponderent în repartiția organismelor. Grupe întregi de animale și plante nu pot trăi decât în apele marine, în timp ce altele nu pot suporta decât apele dulci. Mările care dețin concentrații scăzute de săruri (Marea Baltică) se aseamănă ca mod de populare cu estuarele. Când salinitatea depășește 20-35‰, mai puțin de jumătate din speciile marine dispar. Organismele eurihaline nu pot tolera același grad de salinitate.

Apele dulci și limpezi care provin din amonte nu se amestecă cu apa mării care se găsește în sectorul aval al unui estuar fără maree. În acest caz apa mării formează un con de sărătură imobil la contactul cu fundul, în timp ce apa dulce, mai ușoară, alunecă în larg (fig.127). Un con relativ imobil există doar în condițiile existenței unei ape foarte ușoare la suprafață, comparativ cu cea de fund. Apa dulce, tulbure, încărcată cu impurități, poate fi, uneori, mai grea ca cea sărată.

Poziția și dimensiunile conului de sărătură depind direct de înălțimea (H) apei din estuar. Poziția sa depinde de indicele de amestec existent în estuar, care reprezintă raportul dintre:

- volumul mediu total al apelor (sărate, salmastre sau dulci) care alcătuiesc estuarul, calculat la media duratei unei maree;
- volumul mediu al apei dulci care penetrează în estuar în același timp.

Ca urmare a faptului că apa nu se poate acumula la nesfârșit în estuar, indicele de amestec este raportul dintre:

- volumul mediu total al apelor (sărate, salmastre sau dulci) care constituie estuarul, calculând media pe durata unei maree;
- volumul mediu al apei (mai mult sau mai puțin sărată) care iese din estuar în același timp, dominând apa de mare introdusă de flux.

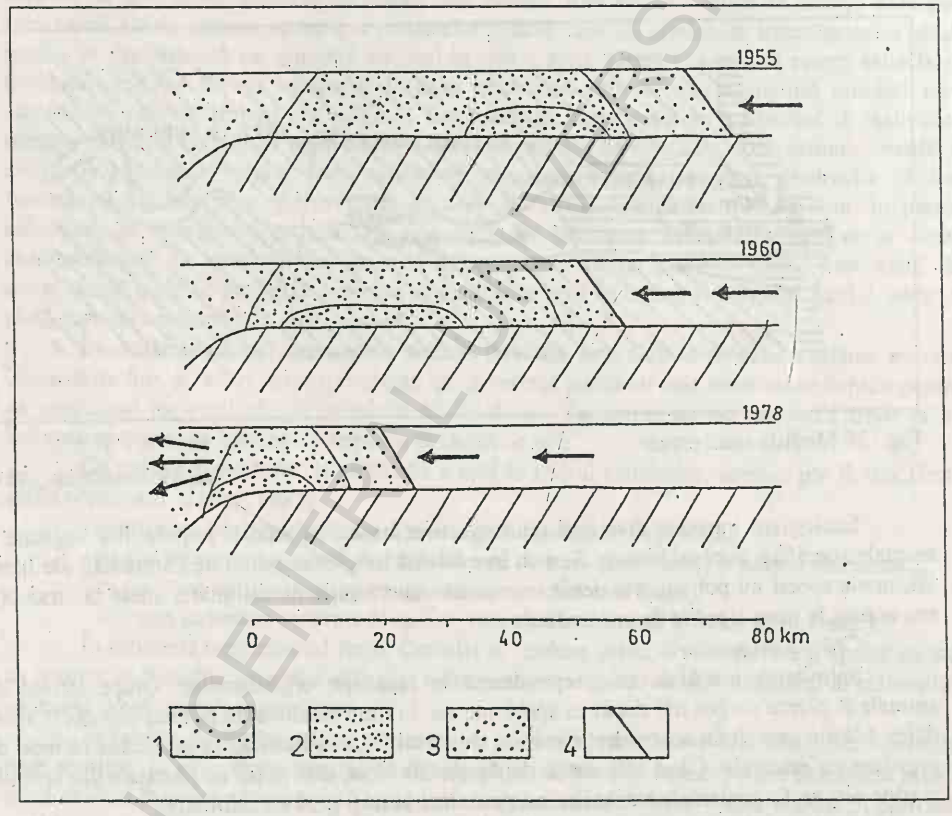


Fig.127 Migrația frontului de salinitate și a dopului de mâl în estuarul Senei (între 1955-1978): 1-turbiditate <0,5 gL^{-1}; 2-turbiditate între 0,5-1 gL^{-1}; 3-turbiditate >1 gL^{-1}; 4-izohalina de 0,5‰.

după Avoine et al., 1981

Indicele de amestec diferă mult de la un estuar la altul sau de la o zi la alta în cadrul aceluiași estuar:

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Nr. crt.	Estuarul	Indicele de amestec
1	Loire – Franța	3,5 (la o revărsare de 5000 m^3/s)
2	Hudson East River – S.U.A.	6
3	Seine – Franța	12 (la o revărsare de 1500 m^3/s)
4	Great Pond – S.U.A.	15
5	Weser – Germania	28
6	Alberni – S.U.A.	33
7	Ems – Germania	39
8	Elba – Germania	46
9	Seine – Franța	151 (la etiaj)
10	Loire – Franța	173 (la etiaj)

Tabel 18 Indicele de amestec pentru unele estuare

după Larras, 1964

Apele salmastre, extrem de bogate în indivizi sunt, din contra, sărace în specii. În astfel de medii se pot întâlni specii proprii râurilor dar şi mărilor (lacul Vaccarès din Camargue – Franța).

Speciile care populează lagunele pe cale de dispariție, sau care îşi pierd apa în timpul verii, sunt capabile să reziste şi la indici foarte ridicați ai salinității. Crustaceul *Artemia salina*, infuzorul *Dunaielle salina*, insecta *Potamonevtes cerisys* etc. suportă concentrații de până la 350‰; campionul în această privință îl reprezintă viermele *Macrostoma hystrix*.

Foarte adesea, speciile care suportă bine schimbările salinității pot avea creşteri diferite. Crabul *Carcinus moenas*, de dimensiuni medii în Marea Mediterană şi Oceanul Atlantic, rămâne mic în Marea Baltică şi devine gigant în lagunele hipersărate. În lagunele hipersărate ariciul de mare devine pitic şi molusca *Cardium glaneum* îşi măreşte talia.

Sarea nu este singurul factor limitant al biotopurilor din estuare şi lagune. Unde cad ploi sezoniere în cantități foarte mari, mai ales în zonele tropicale umede, se schimbă pH-ul, turbiditatea, transparența etc. Plantele, sensibile la variațiile luminii, au o activitate fotosintetică maximă în sezonul cald. În lacurile mâloase, unde detritusul vegetal şi animal se acumulează în cantități foarte mari, descompunerile bacteriene anaerobe provoacă formarea acidului sulfuric. Se modifică foarte rapid compoziția florei microbiene din jur, ca şi a întregului ecosistem.

Mediile de tranziție reclamă studii cu totul particulare în funcție de importanța lor pentru ansamblul ecosistemelor.

Există regiuni estuariene, poldere sau delte, în care trebuie împiedicată saramura să nu depăşească unele praguri sau să treacă unele puncte pentru a nu compromite nevoile agricole sau umane.

3.a.3.4. Sistemul deltaic. Cei care pentru prima dată au utilizat denumirea de "deltă" au fost grecii antici, care au asemănat teritoriul mlăştinos al fluviului Nil, ce-şi diviza cursul în mai multe brațe, cu litera grecească Δ (Suter, 1993). Termenul de "deltă" a fost utilizat şi de Herodot (484-425 B.C.) pentru a compara teritoriul triunghiular de la gura de vărsare a fluviului Nil (Axelsson, 1967). Această denumire ascunde doar o formă de relief care dezvăluie doar caracteristici exterioare. Pentru că până atunci aceste teritorii nu aveau încă o denumire generală, oamenii de ştiință au colportat-o, utilizând-o din ce în ce mai des, până la generalizare. Denumirea literei "delta" a fost aplicată ca termen general pentru "teritoriile aluviale formate la gura râurilor, fără să aibă o formă precisă" (Lyell, 1854).

"O insulă a fost formată de mare şi două braţe ale unui râu; şi s-a numit Delta datorită similarităţii formei sale... Acum există două guri ale Nilului..., dar între ele se află cinci alte guri mai importante şi câteva mai mici..." (Strabo Geography, 17.1.4. citat de Russell, 1967).

Strabon a cunoscut foarte multe lucruri referitoare la procesele geomorfologice şi a furnizat o opinie interesantă asupra creşterii deltelor: "... alte râuri imită întru totul Nilul prin aceea că îşi modifică albia chiar în faţa lor, în uscat... mai puţin acelea care nu transportă multe sedimente, dar într-o mai mare măsură acelea care curg pe o mare distanţă printr-un sol moale şi cu mulţi torenţi ca afluenţi" (Strabo Geography, 1.3.7. citat de Russell, 1967).

O deltă corespunde gurii de vărsare a unui curs de apă unde aluviunile fluviale se acumulează şi sunt redistribuite în cea mai mare parte pe o suprafaţă extinsă, ca urmare a acţiunii valurilor şi curenţilor litorali (Guilcher, 1981; Paskoff, 1998), mai ales în mediul marin (Samojlov, 1956). Existenţa unei delte se traduce printr-o avansare, mai mult sau mai puţin marcată, a uscatului în defavoarea mării (Guilcher, 1981). În cazul deltelor cu defluviaţie se înglobează şi suprafeţele situate între braţe, lacuri, spaţii lagunare şi câmpii marginale (Pirazzoli, 1993). Apariţia acestora se face cu precădere în sectoarele cu pantă foarte mică, de ordinul metrilor sau a unui decimetru pe zeci de kilometri (Larras, 1964). Elementul cheie în definiţia deltei îl reprezintă existenţa unui debit solid ridicat (Boyd, Dalrymple, Zaitlin, 1992; Sutter, 1993). Sedimentele depuse în mare nu suportă decât unele redistribuiri locale. Avansarea în mare este criteriul fizionomic de bază (Nonn, 1972).

Ansamblul formelor emerse (delta "stricto senso" sau câmpia deltaică) şi a formelor submerse constituie integralitatea reliefului deltaic (Moore, Asquith, 1971).

Cea mai citată definiţie care se referă la termenul "deltă" este, probabil, cea dată de Barrell (1912) (Axelsson, 1967). El defineşte delta ca fiind "un depozit parţial subaerian, construit de un râu într-un mediu cu apă permanentă". În cazul în care se face referinţă şi la vechile delte trebuie înlocuită expresia "apă permanentă" cu cea de "apă stătătoare" (Nevin, Trainer, 1927) deoarece multe organisme cu apă trebuie privite ca efemere.

Delta poate fi interpretată ca fiind "un depozit constant de scurgere jet în interiorul sau în afara unui organism cu apă permanentă" (Bates, 1953). În acest caz termenul "delta" se utilizează în sens larg şi include depozitele deltaice submerse cu caracter permanent. Totuşi, definiţia de faţă, nu poate fi considerată ca satisfăcătoare deoarece nu toate depozitele subacvatice create de curentul jet au trăsături deltaice.

În această categorie se pot regrupa toate acumulările ce se prezintă sub forma unor conuri înrădăcinate la ieşirea unor guri de vărsare sau a unor strâmtori submarine care fac oficiul unor vomitorii (Vanney, 1977).

Trăsăturile amintite determină unii geomorfologi să pună un accent deosebit pe aportul terigen, care trasează desenul ţărmului şi să nu încadreze în categoria deltelor, gurile de vărsare ale Rinului, Guadalquivirului, Senegalului etc., chiar dacă sedimentarea care are loc în câmpia litorală joasă prezintă caractere deltaice.

În urma interpretării definiţiilor date, unele exhaustive, altele rezumative, se încearcă o formulare atotcuprinzătoare. Nu se emite pretenţia că această definiţie nu poate fi perfectibilă. Astfel, delta, reprezintă un caz tipic de aluvionare fluvială care se produce la gurile de vărsare ale marilor fluvii încărcate cu o mare cantitate de aluviuni şi care debuşează în ape liniştite, de obicei saline (mări şi oceane) ce prezintă ape puţin adânci şi un şelf extins, unde mareele (în cele mai multe din cazuri) sunt de mică intensitate şi unde curenţii litorali, cu sensuri diferite, sunt slabi, permiţând apariţia, submersibilă sau la zi, a unor bare sau a unui con de dejecţie cu suprafaţa plană pe care fluviul îşi împrăştie apele într-un păienjeniş de gârle, canale şi lacuri (Romanescu, 1996) (fig.128).

Fig.128 Imaginea aeriană a deltei Mississippi

după Ward, Robinson, 1996

Deltele, nu sunt neapărat forme pur litorale, deoarece constituția lor, dinamica etc. obligă să se ia în considerare și ariile de acumulare care se întind destul de departe în interiorul uscatului (Nonn, 1972). În toate cazurile unde apare prima diviziune hidrografică (defluviație, bifurcare), în două sau mai multe brațe, se obișnuiește să se ia această ramificare drept punct de plecare sau "rădăcina" (apexul) deltelor.

Delimitarea deltei în amonte prezintă dificultăți deoarece nici o soluție de continuitate nu marchează trecerea câmpiei aluviale fluviale spre câmpia deltaică propriu-zisă. În general, profilul longitudinal al aluviunilor marchează o ruptură ușoară a pantei care se diminuează spre aval. Nivelul apelor mari din Mekong prezintă această ruptură la granița dintre Cambogia și Vietnam; panta Rhônului este de 25 cm/km, de la Aramon la Beaucaire și scade la 4 cm/km în aval de Arles (Verger, 1991).

Cel mai adesea, un curs de apă care edifică o deltă, se divide în mai multe brațe (defluviație); regula amintită nu este însă o condiție. Un curs de apă se poate diviza în mai multe feluri: simplu (două sau trei brațe, fără ca acestea să se combine); bifurcare (din brațele bifurcate se divid alte canale, fără ca acestea să se combine); împletire (divizarea și recombinarea brațelor secundare) (Coleman, Wright, 1975). Bifurcarea, stricto senso, se referă doar la divizarea în două brațe a unui curs de apă. Chiar dacă delta este alcătuită esențialmente din materiale terigene, ea include și o anumită proporție de sedimente marine aduse de valuri sau curenți litorali prin intermediul derivei litorale.

Practic, o deltă este opusul unui estuar, mai ales că între cele două formațiuni se interpun o multitudine de forme. Între cele două cazuri este vorba de un mediu unde se înfruntă forțe antagoniste. Cu toate acestea raportul acestor forțe este în favoarea cursului de

apă în cazul deltelor deoarece aluvionarea continentală este mai puternică decât dispersia litorală.

Deltele actuale au început să se formeze cu cca.5.000-6.000 de ani în urmă, începând cu momentul când transgresiunea postglaciară era terminată şi nivelul marin s-a stabilit în jurul poziţiei actuale. Formele pe care le capătă sunt din cele mai diverse. Pentru cele mai multe dintre ele creşterea continuă şi evoluţia morfologică este foarte mare la scara vieţii umane. Se estimează că delta râului Solo (estul insulei Java) s-a mărit cu 8 km^2 între 1915-1936; delta fluviului Irrawaddy (Birmania) se măreşte cu cca.10 km^2/an; Delta Dunării, în perioada 1835-1999. a înregistrat o înaintare medie anuală, pe întregul front deltaic, de 17,4m/an, adică peste 31.000ha (Romanescu, 1999). Înaintarea este accentuată în faţa gurilor de vărsare.

Cu ajutorul hărţilor vechi (corecte din punct de vedere cartografic), a datelor arheologice, a hărţilor topografice, a imaginilor aeriene şi satelitare etc. se pot trage concluzii cu caracter diacronic care permit reconstituirea unor transformări ce s-au petrecut în timpul perioadelor istorice.

Suprafaţa deltelor Terrei este foarte variată şi variabilă. Talia lor prezintă şi caractere amfibii foarte marcate: peste tot limita dintre uscat şi apa fluvială sau marină este indecisă. Ca urmare a acestor cauze, suprafeţele unor delte variază de la un autor la altul, uneori cu valori foarte mari. Prin urmare, suprafaţa unei delte nu trebuie luată ca literă de lege în anumite clasificări.

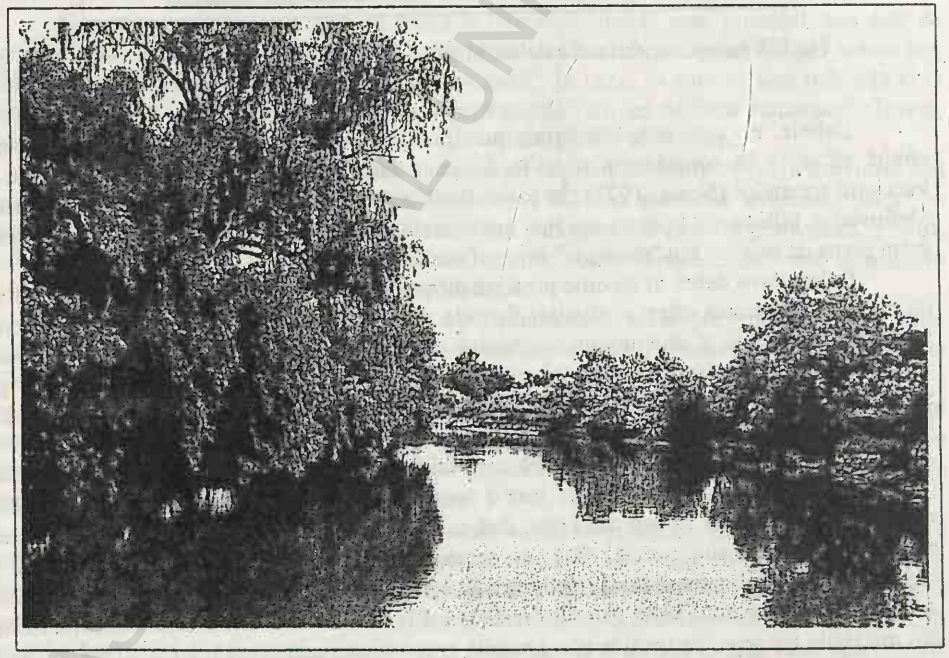


Foto 22 Peisaj din Delta Dunării (canalul Uzlina)

Foto Gh.Romanescu

Amenajarea deltelor de către om necesită o strictă cunoaştere a acestor formaţiuni omniprezente. Cunoaşterea, ca atare, este veche în Asia musonică unde deltele de mare

întindere (Gange-Brahmaputra, Irrawaddy, Mekong etc.) suportă densități umane foarte puternice; o astfel de problemă se ridică și pentru deltele Nilului și Nigerului. Punerea în valoare a spațiului deltaic s-a făcut în decursul secolelor. Din păcate, intervenția antropică perturbă profund evoluția morfologică a deltelor.

Ca urmare a faptului că unele regiuni deltaice ascund importante zăcăminte de hidrocarburi s-a reușit o cunoaștere științifică foarte detaliată a acestor regiuni. Spațiile deltaice sunt caracterizate ca fiind roci rezervor bine dezvoltate, cu o foarte puternică productivitate biologică și o sedimentare rapidă. Ele stopează materia organică în depozite pentru a o transforma în petrol și gaze naturale (Allen, Mercier, 1987).

Cea mai cunoscută deltă a Terrei este Mississippi; faptul în sine este bine mediatizat deoarece aceasta ascunde resurse foarte mari de hidrocarburi. Bine studiate sunt și deltele Nil, Rhône, Niger, Dunării etc.

Deltele sunt rezultatul unui echilibru geomorfologic marcat de interferențele forțelor interne (subsidență) cu acțiunea mării (redistribuire, derivă, maree, valuri, eustatism) și a aporturilor fluviale (Nonn, 1972). Deltele se edifică doar la gurile de vărsare care ascultă de anumiți factori și sunt favorizate de anumite condiții. Fiecare fluviu posedă o pantă de echilibru care depinde local de debitul lichid, debitul solid, natura aluviunilor, forma albiei majore și a bazinului receptor etc. Inputul fluvial este motorul central al declanșării mecanismului de formare a deltelor. Încărcătura lichidă și solidă depinde esențialmente de climatul existent în bazinul versant, de litologie și tectonică. Valorile cantitative ale debitelor lichide și solide sunt schimbabile în timp.

Nr. crt.	Delta	Țara	Suprafața deltei km^2	Lungimea fluviului km	Suprafața bazinului hidrografic km^2
1	Amazon	Brazilia	467000	6518 (2)	5778290 (1)
2	Gange-Brahmaputra	India-Bangladesh	105600 (100000; 82000)	2901 (18)	1825000 (10)
3	Mekong	Vietnam	93700 (52000; 70000)	4350 (9)	906500 (20)
4	Chang Jiang	China	66600 (124000; 80000)	5827 (4)	1808000 (11)
5	Lena	C.S.I.	43500 (28500; 32000)	4318 (10)	2421000 (7)
6	Huan He	China	36272 (127000; 2500)	4850 (5)	761500 (22)
7	Indus	Pakistan	29500 (28000; 8000)	3186 (17)	963480 (17)
8	Mississippi	S.U.A.	29000	5970 (3)	3211600 (3)
9	Volga	C.S.I.	27200 (12000)	3700 (15)	1358000 (13)
10	Orinoco	Venezuela	20600 (25000; 56900)	2500 (23)	1086000 (16)
11	Irrawaddy	Myanmar	20500 (31000; 35000)	2150 (27)	429940 (26)
12	Yukon	Alaska (S.U.A.)	20000 (10000)	3700 (14)	932000 (18)
13	Niger	Nigeria	19100 (24000)	4200 (11)	2100000 (9)

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

14	Tigru-Eufrat	Irak	18500	2735 (20)	1113700 (16)
15	Song Hong Ha	Vietnam	15000 (13000)	1200 (34)	100000 (38)
16	Mahanadi	India	13000	830 (40)	?
17	Nil	Egipt	12500 (22000)	6690 (1)	2878500 (5)
18	Chao Phraya	Thailanda	11400 (24500)	866 (39)	922000 (19)
19	Indighirka	C.S.I.	9200	1791 (29)	360000 (28)
20	Kuban	C.S.I.	9000 (12000)	906 (37)	?
21	Mackenzie	Canada	8500 (7200)	4600 (7)	1660000 (12)
22	Kura-Arax	C.S.I.	8000	?	?
23	Zambezi	Mozambic	7200 (8000)	3450 (16)	1328600 (14)
24	Godavari	India	6300 (4000; 12000)	1448 (32)	297800 (31)
25	Dunărea	România	5600	2857 (19)	805300 (21)
26	Parana	Argentina	5440	3718 (13)	2305100 (8)
27	Senegal	Senegal	4250	1190 (35)	196400 (35)
28	Terek	C.S.I.	4000	600 (45)	?
29	Ord	Australia	3900	405 (48)	46570 (42)
30	Amu Daria	C.S.I.	3500 (10000)	2441 (24)	297850 (30)
31	Obi	C.S.I.	2850	4505 (8)	2913750 (4)
32	Enisei	C.S.I.	2460	3794 (12)	2698780 (6)
33	Burdekin	Australia	2100 (500)	613 (44)	266700 (32)
34	Zair	Zair	2100	4666 (6)	4014500 (2)
35	Colville	Alaska (S.U.A.)	1700	567 (46)	59400 (41)
36	Rhône	Franța	1700 (2586)	805 (41)	95830 (39)
37	Magdalena	Columbia	1680	1529 (31)	251000 (33)
38	Vistula	Polonia	1500	1059 (36)	174000 (36)
39	Pô	Italia	1300 (1500; 2500; 13400)	760 (42)	143900 (37)
40	Mahakam	Indonezia	1300	900 (38)	?
41	Dvina	C.S.I.	1230	1770 (30)	360000 (29)
42	Han River	China	915	470 (47)	?
43	São Francisco	Brazilia	734	2574 (22)	630000 (24)
44	Don	C.S.I.	647	1963 (28)	414400 (27)
45	Nipru	C.S.I.	639	2253 (26)	502460 (25)
46	Ebro	Spania	624 (400)	628 (43)	89800 (40)
47	Tibru	Italia	?	393 (49)	16500 (43)
48	Sîr Daria	C.S.I.	?	2660 (21)	219000 (34)
49	Colorado	S.U.A.	?	2334 (25)	676000 (23)
50	Fraser	S.U.A.	?	1368 (33)	238000 (33)

Tabel 19 Clasamentul celor mai importante delte ale Terrei

după Romanescu, 1992-1993, 1995, 1999

Formarea deltelor

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Formarea unei delte este rezultatul, la gura de vărsare a unui curs de apă, a proceselor hidrodinamice fluviale şi marine. Acestea sunt mai puţin eficace în condiţiile unui aport fluvial de natură solidă foarte coborât.

Caracteristicile geomorfometrice ale deltelor sunt determinate de un număr de factori care includ (Chorley, Schumm, Sugden, 1985):

- densitatea relativă a apei râului şi a apei stătătoare;
- regimul hidrologic al râului (la care se includ magnitudinea şi variaţiile debitului);
- cantitatea şi calibrul încărcăturii solide a râului (mai ales a debitului solid în suspensie);
- intensitatea proceselor de coastă, în particular acţiunea valurilor şi prin asociere a curenţilor litorali şi mareelor;
- geometria coastei, la care se include şi platforma litorală;
- stabilitatea tectonică a ţărmului (în sens vertical);
- climatul etc.

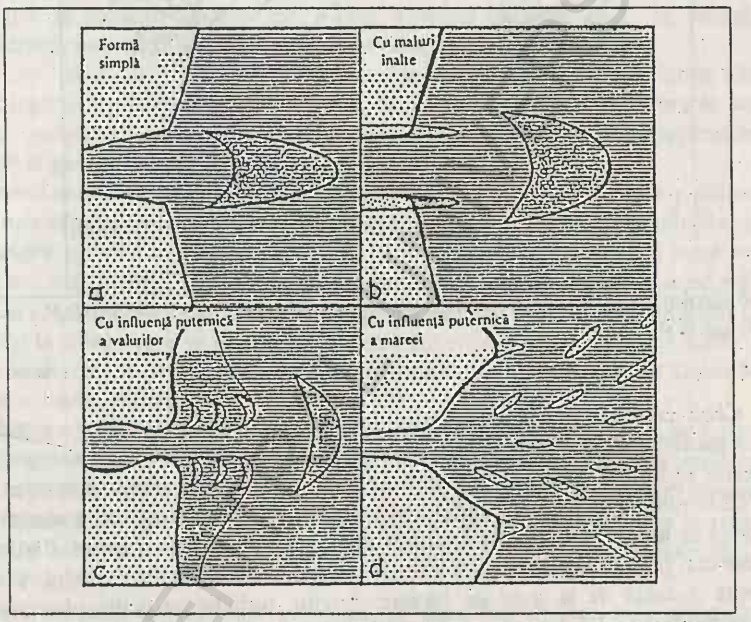


Fig.129 Diferite forme ale barelor de la gurile de vărsare: a-formă simplă; b-cu valuri înalte; c-cu influenţă puternică a valurilor; d-cu influenţă puternică a mareei.

după Oerter, 1977; Wright, 1977

Startul în explicarea genezei unei delte este dat de teoria curentului jet (Bates, 1958). Cantitatea şi tipul sedimentelor, transportate pe unitate de masă de apă, este în funcţie de viteza curentului fluvial. Cu cât viteza acestuia este mai mare cu atât el va penetra mai puternic în masa de apă stătătoare şi se va răspândi din ce în ce mai mult spre larg (fig.129).

Depozitarea aluviunilor la gura de vărsare se explică prin diminuarea pantei longitudinale a albiei în apropierea ţărmului marin. Reducerea la "zero" a profilului de pantă are ca efect scăderea vitezei curentului fluvial a cărui competenţă şi capacitate de transport ating valoarea zero (fig.130). Când această descreştere este progresivă elementele cele mai grosiere sunt transportate prin reptaţie (galeţi, pietriş) şi saltaţie (nisip) ceea ce face ca acestea

să fie depuse primele, în timp ce materialele transportate în suspensie îşi continuă drumul mai departe. Materialele transportate sunt din ce în ce mai mici spre aval.

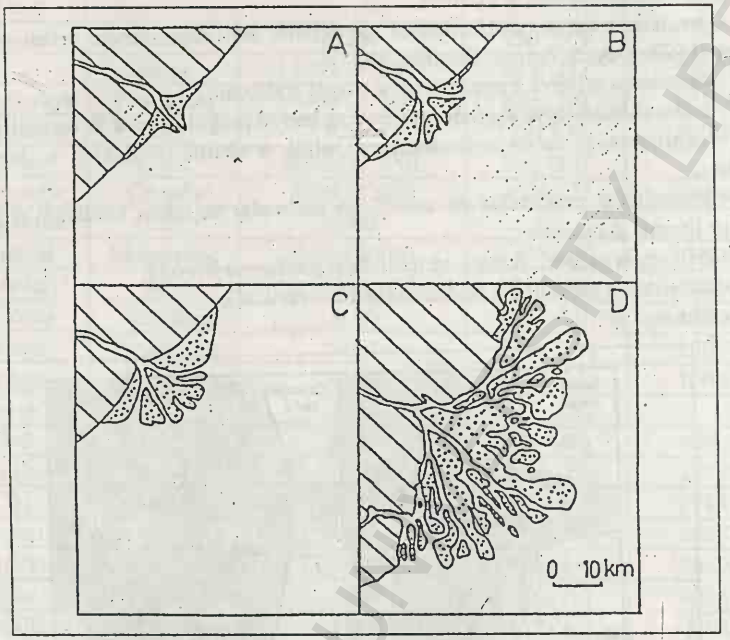


Fig.130 Evoluţia morfologică a deltei Mahakam (Borneo): A-5000 ani B.P.; B-4000 ani B.P.; C-3000 ani B.P.; D-prezent.

după Allen et al., 1979

Când curentul fluvial penetrează în mare, decelarea este foarte rapidă deoarece la anularea pantei se adaugă dezvoltarea în receptacul, aflorarea cu forţele antagoniste a valurilor şi mareelor în timpul fluxului. Floculareа este şi ea prezentă. Cu toate acestea, deoarece apa dulce, chiar tulbure (excepţie făcând apa rece sau foarte încărcată cu materiale solide), este mai uşoară ca apa sărată, amestecul dintre una şi alta nu se face imediat. Particulele aflate în suspensie mai pot rămâne în această stare şi în mediul marin, agitat de valuri şi maree, până la o anumită distanţă de la gura de vărsare. Frontul turbidic se poate observa şi la zeci de kilometri depărtare. El depinde şi de debitul lichid al fluviului. Este mai extins la debite excepţionale. Frontul din faţa Deltei Dunării se poate observa până la distanţe de 2-5 mile marine, mai ales primăvara.

În funcţie de mecanismele care se desfăşoară la gura de vărsare a fluviilor, pana efluentului poate căpăta diferite forme:

a. factorul inerţie este dominant – pana efluentului este alungită spre larg şi se formează cele trei depozite tipice: somitale, frontale şi de fund;

b. factorul fricţional este dominant – pana efluentului este evazată şi apar bifurcaţii separate de bare;

c. rezistenţa la plutire este dominantă – pana efluentului capătă formă rotunjită ca urmare a manifestării mareelor;

d. rezistenţa la plutire se intercalează cu factorul inerţie – pana efluentului capătă o formă alungit-evazată spre larg şi se dezvoltă bare submerse.

BCUM CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tipul gurilor de vărsare determină apariția unor bare specifice la debușee: radiare, lunate, de mijloc, jetele subacvatice și valuri mareice.

La depozitele terigene care derivă direct din curentul fluvial ce penetrează în mare se adaugă alte depozite care sunt indirect responsabile de blocarea transferului nisipos asigurat de deriva litorală paralelă cu țărmul. Nisipurile și uneori galeții, se acumulează alături de zona de origine a derivei. Astfel, se explică încorporarea sedimentelor de origine marină într-o deltă a cărei materiale constitutive sunt înainte de toate de proveniență continentală.

La țărmuri se poate stabili un echilibru între procesele de sedimentare deltaice și acțiunea mării. De acest echilibru depind progradarea, imobilitatea s-au recul liniei de țărm. Transgresiunea Flandriană a favorizat din plin ingresiunea marină (Nonn, 1972). Regresiunea și transgresiunea favorizează sau defavorizează acumularea materialelor la gurile de vărsare. În funcție de acestea, așezarea materialelor este diferită. Țărmul, în funcție de aspectul pe care-l capătă, poate fi primar (tânăr) unde configurația este dominată de agenții nemarini și secundar (derivat), dominat de agenții marini. Delta în sine poate prezenta două zone distincte: una în sectorul amonte, mai veche, separată de zona aval, mai tânără, printr-un depozit distrucțional. Cazul de față se referă la deltele imbricate.

Atunci când apele fluviale foarte reci se descarcă în lacuri (deltele din regiunile arctice), curgerea se face direct pe substrat, la fund, și conduce la formarea unui evantai sedimentar uniform dispersat spre larg. În acest caz curgerea este de tip hiperpicnal și nu se edifică bare la gura de vărsare (Chamley, 1988).

Atunci când debitul fluvial este important, încărcătura solidă mare și acțiunile marine modeste, morfologia gurii de vărsare se caracterizează prin existența grindurilor subacvatice care prelungesc grindurile subaeriene ale râului și canalizează curentul în mare pe o distanță mai mică sau mai mare. La extremitatea canalului submers astfel delimitat se edifică o bară nisipoasă. Aceasta, sfârșește prin a jena scurgerea, de unde apariția unei bifurcări a curentului la dreapta și la stânga care va da naștere la două noi canale, în timp ce grindurile subacvatice ale șenalului divizat se prelungesc continuu. Procesul descris este specific Deltei Mississippi, mai ales în subdelta Balize.

Dacă energia valurilor este apreciabilă și deriva litorală este activă, se formează o bară în formă de semilună care se dezvoltă de la țărmul situat alături de originea transferului costier dominant și se curbează deviind curentul fluvial. O lagună nisipoasă de mici dimensiuni poate să-și facă apariția pe malul din față dacă există un transfer costier secundar în sens opus celui principal. Un asemenea fenomen se găsește la actuala gură a fluviului Medjerda din Tunisia (Paskoff, 1978, 1994).

Dacă curenții mareici sunt puternici, se nasc bare liniare în prelungirea șenalului fluvial, dispuse paralel cu propagarea fluxului și refluxului (gura deltei comune Gange-Brahmaputra).

Barele subacvatice care se formează la ieșirea gurilor de vărsare sfârșesc prin a emerge și sunt progresiv încorporate în partea subaeriană a edificiului deltaic. Noile bare se dezvoltă pe frontul deltaic înainte de a fi anexate prin emergență.

Unele delte, în apariția lor, sunt avantajate și condiționate de alte condiții și factori. Dacă curenții marini creează cordoane litorale care să închidă parțial unele golfuri se asistă la apariția unor delte cu morfologie aparte. Conturul țărmului actual preia practic linia cordoanelor litorale sau a insulelor parțial submerse. Delta Dunării a cunoscut patru faze distincte de formare: de golf, de lagună, de mlaștină și faza deltei actuale (propriu-zise). Agradarea suprafețelor deltaice se produce, cu precădere, în perioada apelor mari când acestea se răspândesc în depresiunile dintre brațe. Dezvoltarea lor este accentuată la râurile care

suportă revărsări anuale (Nil, Senegal, Mekong, Gange-Brahmaputra) şi mai rar la cele cu revărsări decenale sau seculare.

După fiecare revărsare se reinstalează o vegetaţie nouă care va favoriza reducerea vitezei apei şi decantarea mâlului la următoarea inundaţie. Suprafeţele acoperite cu stuf şi papură favorizează cel mai mult sedimentarea din timpul inundaţiilor. Când deltele nu dispun de astfel de terenuri, sau acestea au fost distruse din anumite cauze, ele suportă fenomenul de abraziune. Sezonul sec favorizează tasarea şi durizarea mâlului argilos pe care apa următoarei revărsări îl va eroda cu uşurinţă. Suprafeţele argiloase dau naştere depresiunilor de tip takâre, cu feţe de crăpare de peste 1m (cazul deltelor continentale sau a celor situate în climatul tropical).

Vânturile, mai ales în regiunile unde prezintă viteze mari şi au frecvenţe ridicate, contribuie la remanierea materialului clastic, la crearea dunelor interioare (Letea, Caraorman, Sărăturile în Delta Dunării), la rambleierea (agradarea) suprafeţelor sau la închiderea unor braţe în sezonul sec la ape foarte mici (Senegal) (fig.131).

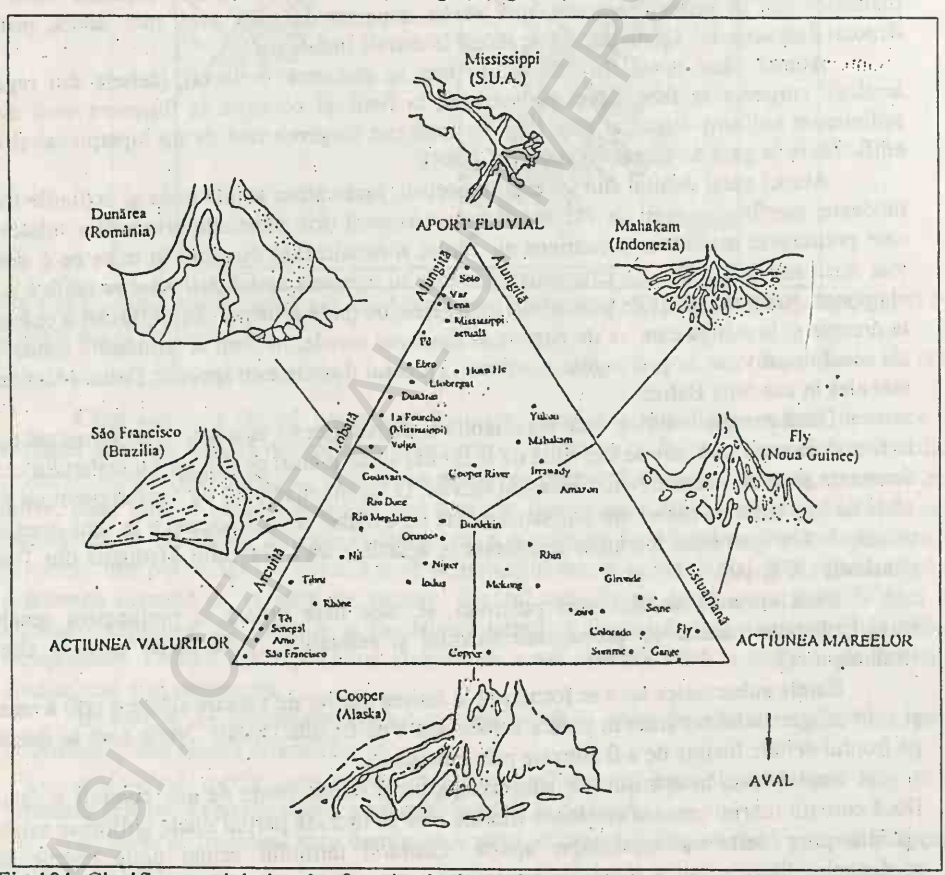


Fig.131 Clasificarea deltelor în funcţie de intensitatea relativă a mecanismelor fluviale şi marine

după Galloway, Hobday, 1983

Revărsarea apelor fluviale, prin intermediul rupturilor în maluri, în momentul inundațiilor, este un proces comun conurilor (evantaielor) aluviale și câmpiilor deltaice. Fenomenul în sine conduce și la formarea aparatelor deltaice cu caracter secundar (ordinul doi), suprapuse peste aparatele principale de natură argilo-nisipoase (delta actuală Mississippi dispune de 6 subdelta responsabile de forma tip "labă de pasăre" sau digitată) (Coleman, Gagliano, în Galloway, Hobday, 1983). În cazul Deltei Mississippi, în perioada ultimilor 6.000 ani, au fost edificate 16 loburi; 7 dintre ei cunosc o importanță particulară în edificarea deltei. Lobul cel mai recent (7) corespunde deltei actuale Balize (Chamley, 1988).

Interferențele dintre strate sunt frecvente (somitale și suborizontale) în funcție de alternanțele transgresiunilor și emersiunilor și de jocul subsidenței. Extensiunea stratelor somitale subacvatice reflectă un rol predominant al transgresiunilor sau a subsidențelor. Atunci când acestea sunt contracarate, delta se construiește în "grosime". În unele delte de mari dimensiuni, formele și structurile se pretează rău la această distincție, ele fiind clasice pentru deltele mici sau cu țărmuri lacustre.

Depozitele aflate la gura de vărsare, în partea submersă a deltei costiere, sunt sensibile la acțiunea gravitației. Pe de o parte nisipul de la gură și de pe taluzul deltaic înaintează pe o prodeltă bogată în argilă înecată cu apă, subcompactată, depusă rapid cu materia organică supusă descompunerii bacteriene (degajare de gaze). Pe de altă parte pantele sunt relativ importante (mai ales în vârful prodeltei) și acumularea aporturilor continentale provoacă un exces de încărcătură sedimentară care se cifrează adesea la zeci de milioane de tone pe an. Aceasta explică abundența și diversitatea structurilor de deformare, de compactare și de resedimentare observate în domeniul submarin din largul deltelor și participă la calitatea rezervoarelor aparatelor sedimentare:

- urcarea maselor sedimentare plastice, sub formă de diapire mâloase, prin fluaj lateral și apoi vertical, sub greutatea barelor nisipoase care se tasează și se acumulează local în strate care pot depăși 100m grosime;
- dezvoltarea faliilor cu curburi concave spre aval, din zona apropiată prodeltei, ca urmare a debitului solid ridicat la debușeul șenalelor active și responsabile de existența mâlului;
- tasarea în sânul prodeltei conduce la falii de scufundare cu striuri și la o dispoziție în grabene submarine; distensia necesară pentru acest tip de deformări este determinată de fluajele survenite în adâncime și spre larg, la verticala zonelor depoziționale;
- deformarea progresivă în zonele de acumulare din larg duce la formarea de falii de creștere paralele cu țărmul; faliile sunt curbate (listrice) și tind a deveni orizontale în adâncime.

4.Rețeaua hidrografică

4.a.Definiție

În cadrul rețelei hidrografice sunt cuprinse, pe lângă apele curgătoare cu caracter permanent și văile seci ale torenților, ravenele și ogașele, diferitele canale etc.

Văile colectează cea mai mare parte din apele precipitațiilor și a acviferelor, pe care le transmit apoi cursului principal. Dispoziția ramificației este diversă, în funcție de relief și structura geologică, putând fi caracterizată și prin anumite elemente morfometrice.

Într-un sens mai larg, prin rețeaua hidrografică se înțelege totalitatea unităților hidrografice existente într-un bazin de recepție (cursuri permanente, temporare, lacuri naturale și antropice, mlaștini etc.).

4.b.Formarea rețelei hidrografice

Apa joacă un rol foarte important în modelarea reliefului. Prin arterele ei, fluxul de materie din cadrul bazinului se scurge ireversibil spre gura de vărsare. Procesul de formare și

evoluție a rețelei hidrografice este foarte complex și include toate etapele succesive, de la eroziunea de versant, până la cea fluvială.

Pluviodenudarea, eroziunea în suprafață și șiroirea constituie etape premergătoare apariției talvegurilor elementare. Odată cu trecerea la eroziunea liniară, prin ogașe și ravene, se realizează primele formațiuni ale unui sistem de drenaj. Evoluția ulterioară a acestora se realizează în raport cu condițiile fizico-geografice locale, ele îndeplinind funcția pentru care au fost create, mai întâi temporar, la ploile torențiale, apoi permanent, când talvegul interceptează nivelul apei freatice sau captează un izvor suficient de mare pentru a-i asigura alimentarea permanentă.

4.b.1.Pluviodenudarea, din punct de vedere geomorfologic, reprezintă acțiunea de mișcare și deplasare a particulelor de la suprafața scoarței de alterare prin acțiunea ploilor sau chiar din topirea zăpezilor, mișcare ce nu a ajuns încă la stadiul de scurgere concentrată sub formă de curent. Pluviodenudarea, ca proces geomorfologic, se desfășoară și pe terenurile plane, prin faptul că particulele de praf sunt desprinse fără a fi transportate în alt loc. Pe versanți, fenomenul este mai pronunțat deoarece, conform gravitației, particulele de praf sunt transportate într-un număr mai mare și la distanțe mai lungi, în aval comparativ cu amonte (fig.132).

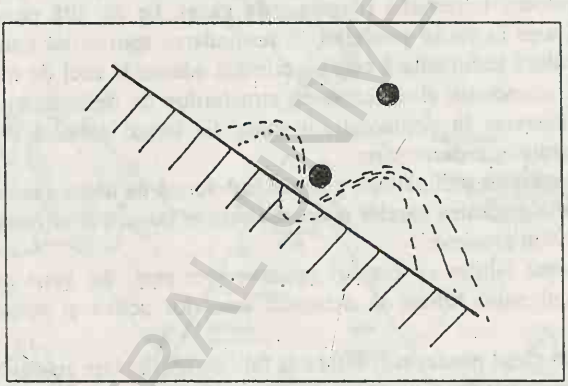


Fig.132 Pluviodenudarea

Pluviodenudarea, ca proces premergător apariției rețelei de drenaj, trebuie analizată atât în raport cu principalele caracteristici ale precipitațiilor (intensitate, durată), cât și cu proprietățile scoarței de alterare (gradul de permeabilitate, granulometria, structura), cu panta terenului, gradul de acoperire cu vegetație etc. (Zăvoianu, 1978).

Există o puternică relație de interdependență între agresivitatea ploilor, intensitatea și durata acestora (Moțoc et al., 1975). O aversă ce cade pe un anumit teren și care măsoară cca.100mm este în stare să răscolească din sol peste 300t de material pe o suprafață de 1 ha (Ellison, 1952). Energia cinetică a primelor picături din aversă se consumă la deplasarea particulelor de sol care, ridicate în aer, dau un puternic miros de praf ploii. Umezirea solului continuă prin absorbirea apei care se infiltrează și-i dă o coeziune mai mare.

Uneori, particulele de sol smulse de izbitura picăturii de apă, pot fi aruncate la înălțimi de 60 cm și chiar 80 cm și la distanțe de 1-1,5m (Tufescu, 1969). În timpul ploilor torențiale, particulele de sol de 2 mm, pot fi transportate, prin căderea picăturilor de ploaie, la o distanță de 40 cm, iar cele de 4 mm la cca.20 cm. Acest lucru este posibil dacă se are în vedere faptul că energia cinetică a picăturilor de ploaie, la atingerea solului, este de cca.1.000 ori mai mare ca energia unei mase echivalente care se scurge în pânză la suprafața solului (Ellison, 1952).

Energia cinetică a unei picături de ploaie (E_c) depinde de masa (m) şi viteza (v) acesteia, conform relaţiei:

$$E_c = \frac{mv^2}{2}.$$

Pentru estimarea cantităţii de material (E) desprins de la suprafaţa solului, de către o ploaie cu o durată de 5 minute şi o intensitate de 25 mm/h, se foloseşte formula (Eskern, 1950 citat de Moţoc et al., 1975):

$$E = -0{,}515 + 0{,}1Ec.$$

În acelaşi timp, amploarea proceselor de scurgere pe versant depinde de capacitatea infiltraţiei (f) care, la rându-i, este controlată de textura şi structura solului, de covorul vegetal şi structurile biologice din sol, de umiditatea anterioară etc. Expresia cantitativă a acestei variabile a fost stabilită de Horton (1945):

$$f = fc - (fo - fc) * e^{-kft}.$$

unde:

c = baza logaritmului Neperian;
t = timpul de la începutul ploii (ore);
fo = valoarea iniţială a capacităţii de infiltrare;
fc = valoarea constantă a aceleaşi variabile;
kf = un factor de proporţionalitate.

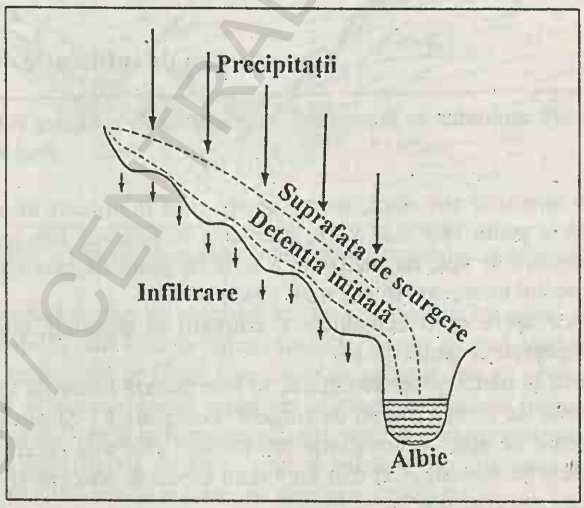


Fig.133 Faza scurgerii de suprafaţă

după Newson, 1994

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4.b.2.Eroziunea în suprafață se caracterizează printr-o deplasare a apei pe întreaga suprafață a pantei, adică scurgerea areolară. Aceasta rezultă, nu din înclinarea mică a suprafeței, ci din abundența apei căzute care nu are posibilitatea să se infiltreze brusc, nici să se concentreze sub formă de curenți (fig.133).

Chiar dacă apa începe să se concentreze, mai ales în părțile superioare, pe măsură ce coboară, cantitățile se cumulează și șuvoaiele se alătură, unul de altul, formând o pânză, o undă sau un val, în funcție de abundența ploii (Posea et al., 1976). Ca urmare a scurgerii apei în pânză, pe pantă, se umplu, în primul rând, microdepresiunile de pe suprafața topografică (fig.134); acestea, paralel cu umplerea, suferă un proces de colmatare cu particule foarte fine, antrenate de lama de apă și își micșorează volumul, tinzând, în această fază, la o nivelare a suprafeței topografice.

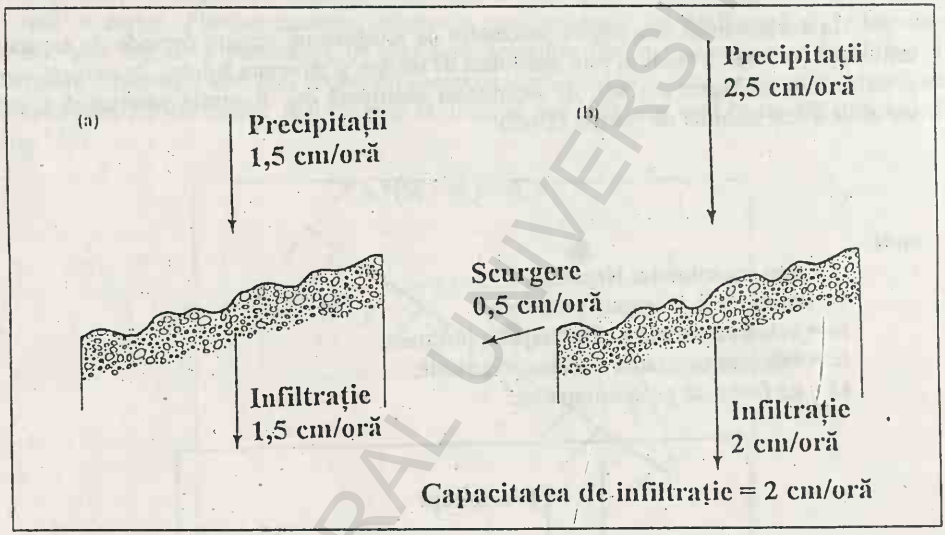


Fig.134 Relația dintre cantitatea de precipitații, coeficientul de infiltrare și rata scurgerii
după Dune, Leopold, 1978

Dacă panta terenului este mică, stratul de apă aflat în mișcare atinge grosimi de 5-10 mm; în cazul în care panta este mai mare, scurgerea se produce sub forma unor firișoare. Eroziunea, prin firișoare de apă, dă naștere la o serie de șănțulețe care își modifică continuu traseele prin intermediul microcapturi (Horton, 1945).

4.b.3.Șiroirea apare ca o continuare a scurgerii în suprafață atunci când durata și intensitatea ploii depășește anumite limite.

Între curgerea în pânză și cea torențială, se intercalează forme de tranziție ale curgerii, cunoscute sub numele de șiroire, alteori de curgere "concentrată". Șiroirea se face sub forma unor multiple firișoare de apă, a unor șuvițe sau curenți; cele mai puternice organisme sunt cunoscute sub numele de șuvoaie. Cel mai important aspect al concentrărilor este trecerea de la acțiunea de spălare sau eroziune la cea liniară.

Pentru a găsi punctul de deplasare al șiroirii s-a combinat durata (t) cu intensitatea excesivă a ploii (I_e) în mm/h și s-a obținut formula (Rioų, 1963 citat de Feodoroff, 1965):

$$I_e = \frac{0,20 + 0,01t}{t} * 1500.$$

Apariţia şiroirii este direct legată de intensitatea, durata şi energia de cădere a ploilor, de stabilitatea structurală a solului, de umiditatea acestuia, precum şi de continuitatea profilului pedologic. Viteza limită, pentru antrenarea prin rostogolire a unei particule, depinde de densitatea şi volumul pe care-l are, precum şi de forma şi suprafaţa pe care o opune curentului (Feodoroff, 1965). Deoarece această viteză limită este greu de măsurat, se propune înlocuirea ei prin forţa de atracţie critică (F_c) dată de formula:

$$F_c = \gamma hp.$$

în care:

h = grosimea stratului de apă;

p = panta terenului;

γ = densitatea lichidului.

Cu ajutorul acestei formule s-a determinat şi diametrul limită al particulelor care pot fi antrenate de forţa de atracţie critică (Zăvoianu, 1978).

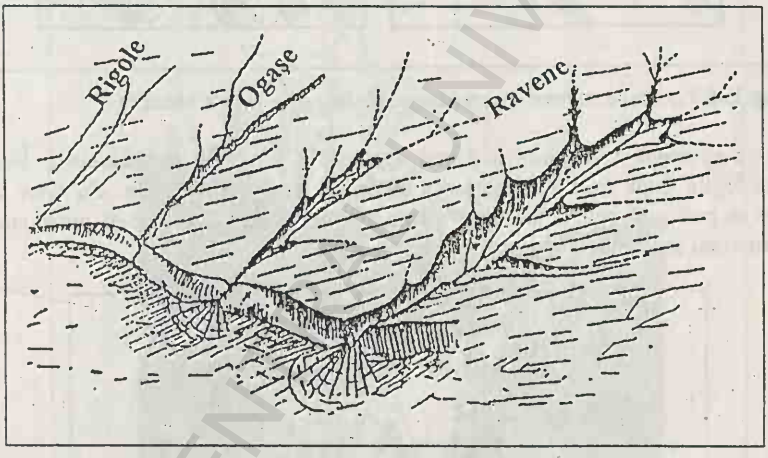


Fig.135 Categorii morfologice elementare prin care are loc scurgerea pe versant

Şiroirea creează forme de eroziune cu aspect alungit, începând de la şănţuleţe abia perceptibile şi instabile, până la excavaţiuni alungite, uneori pe zeci sau sute de metri (rigole). Rezultatul final îl reprezintă, pe lângă formele de eroziune şi cele de acumulare situate la baza versanţilor. Numai acţiunea repetată a ploilor cu efecte erozionale importante poate duce la completa lor individualizare şi la formarea unui talveg elementar cu capacitatea de a orienta şi organiza scurgerea superficială. În acest mod se asistă la apariţia unor artere noi de drenaj, care vor evolua spre altele mai puternice, cu scurgere organizată.

Formele incipiente ale unui sistem de drenaj sunt reprezentate de ogaşe şi ravene.

4.b.4.Ogaşele reprezintă o formă mai avansată de eroziune decât rigola. Are o adâncime cuprinsă între 0,30-2m (sau 0,5-3m), iar lăţimea cuprinsă între 0,5-8m. Când talvegul atinge roca în loc, se lărgeşte, pereţii se atenuează şi ogaşul se transformă într-o

văiugă ce dispare cu timpul. În alte condiții se adâncește prin eroziune pe verticală și dă naștere unei forme superioare cunoscute sub numele de torent (fig.135).

În funcție de adâncime, ogașele pot fi împărțite în:

- mici, cu adâncimi între 0,2-1m;
- mari, cu adâncimi între 1-2m.

De obicei, lungimea unei astfel de formațiuni este legată de a versantului cu aproximativ aceeași pantă.

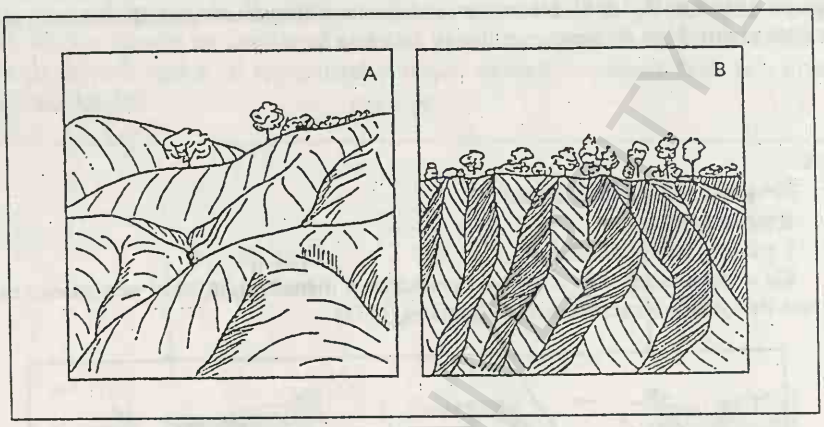


Fig.136 Tipuri de ravene: A-spinări de elefant; B—creste ascuțite.

4.b.5.Ravenele reprezintă o formă avansată a eroziunii în adâncime. În acest caz acționează legile după care se desfășoară procesele eroziunii fluviale. Cu toate că acestea acționează o perioadă scurtă de timp, panta profilului este cea care-și pune amprenta pe puterea eroziunii și transportului apei.

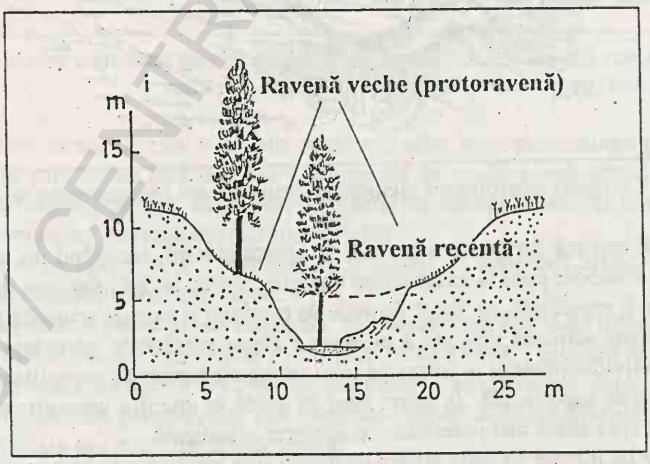


Fig.137 Profil transversal printr-o ravenă

Ravenele, au adâncimi cuprinse între 3-30m și lățimi de 8-50m (fig.136). Profilul longitudinal se prezintă în trepte la stadiul de eroziune activă, mai ales atunci când există

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

alternanțe de roci cu coeziune deosebită. Când acțiunea de adâncire a unui astfel de organism intersectează o pânză freatică, funcția de curgere devine sezonieră sau chiar permanentă (fig.137).

În funcție de adâncime, ravenele pot fi:
- mici, cu adâncimi între 2-5m;
- mijlocii, cu adâncimi între 6-10m;
- mari, cu adâncimi >10m.

În funcție de lungime, pot fi:
- scurte, <300m;
- lungi, între 300-1.000m;
- foarte lungi, >1.000m.

În funcție de dimensiunea bazinului, pot fi:
- mici, <10 ha;
- mijlocii, între 10-30 ha;
- mari, între 30-100 ha;
- foarte mari, >100 ha.

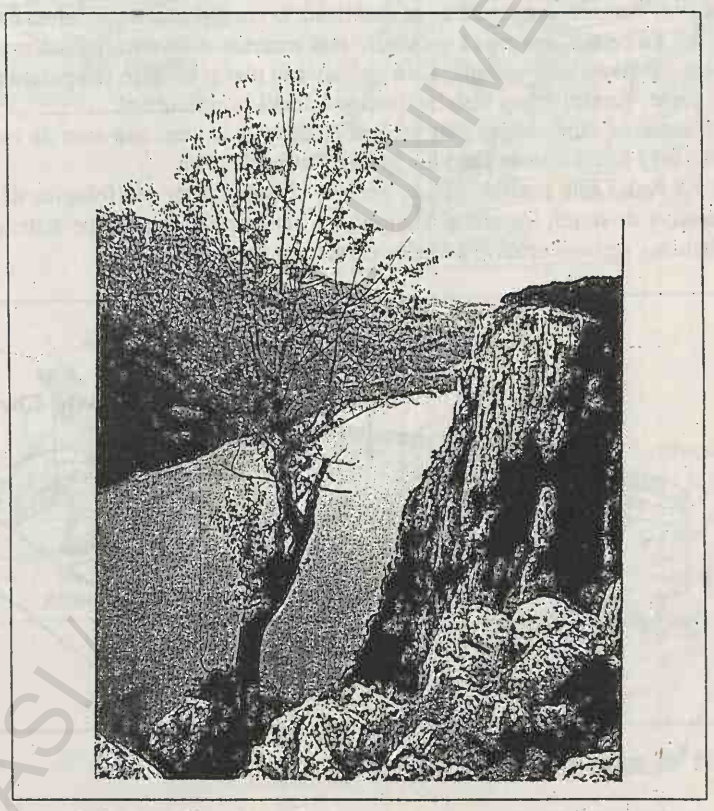


Foto 23 Defileul Dunării la Cazane

Foto Gh.Romanescu

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

Etapele enumerate anterior au ca rezultat final permanentizarea unui talveg elementar, adică a unei celule de bază a sistemului hidrografic (sau sistem de râuri, sistem fluvial). Prin unire se vor forma artere mai mari şi bazine hidrografice cu particularităţi proprii în funcţie de condiţiile fizico-geografice.

Geograful francez Emm. de Martonne, plecând de la postulatul că bazinele hidrografice sunt o consecinţă a climei, a analizat distribuţia râurilor cu ajutorul indicelui de ariditate care-i poartă şi numele. Pentru acest indice s-a luat ca bază raportul dintre precipitaţii şi temperatură:

$$K = \frac{P}{T + 10°C}$$

Pe baza acestui indice se poate aprecia că formarea râurilor, adică a curgerii, la nivelul câmpiilor situate <200m altitudine, în absenţa fenomenelor carstice, pentru zona temperată, ar avea loc în prezenţa unor cantităţi de precipitaţii de cel puţin 250 mm/an, pentru zona subtropicală 500 mm/an şi pentru zonele aride 1.000 mm/an.

4.b.6. Văiuga este o formă negativă scurtă, cu adâncimi reduse şi versanţi slab înclinaţi, fund concav şi curgere temporară ce se manifestă în condiţiile unui relief cu energie redusă.

4.b.7. Vâlceaua reprezintă un stadiu mai avansat al ravenei, având muchia şi versanţii slab înclinaţi şi fixaţi de vegetaţie, fund concav sau plat şi curgere temporară sau permanentă. În zonele joase, versanţii sunt slab înclinaţi şi folosiţi în agricultură.

Adâncimile sunt reduse (câţiva metri), lăţimile de zeci sau sute de metri şi lungimile pot atinge 10-15 km. Lăţimea fundului variază între 30-200m

4.b.8. Valea este stadiul cel mai avansat al categoriilor morfologice de curgere. Este o formă negativă de relief, îngustă şi alungită, cu pantă în descreştere pe sistemul amonte-aval, formată în urma acţiunii erozive a apelor curgătoare (foto 23).

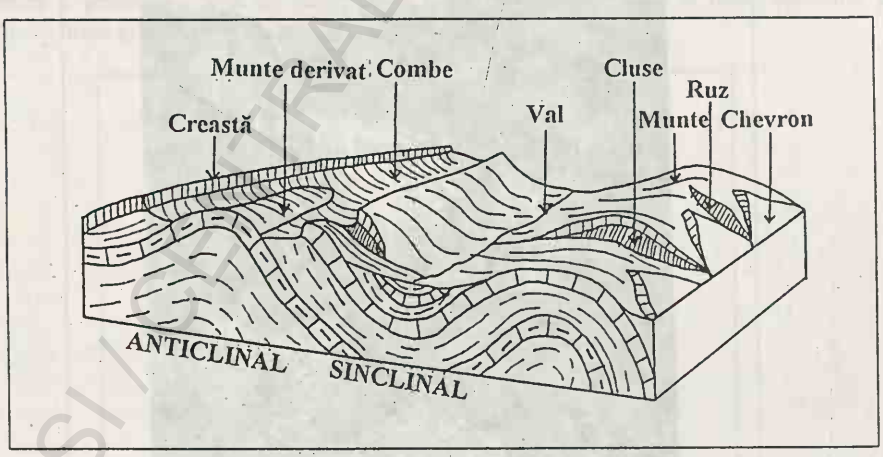


Fig.138 Văi specifice structurilor cutate

În profil longitudinal valea ia naştere prin încorporarea unor sectoare diverse ca aspect şi vârstă (Romanescu, Jigău, 1998). Tipurile de văi rezultă din procesul genetic iniţial, dar şi din cel evolutiv. Văile se diversifică, mai ales, prin faptul că se supun, mai mult ca alte forme,

legilor generale ale geomorfologiei: legea echilibrului, etajării, eroziunii diferențiale, zonalității climatice etc. (fig.138) Ca urmare a acestor factori există mai multe tipologii.

4.b.8.1.După stadiul de evoluție

Stadiile evolutive sunt legate de modificarea raportului eroziune liniară-eroziune laterală –acumulare. În linii mari, cu cât o vale devine mai largă, cu atât este mai avansată ca evoluție.

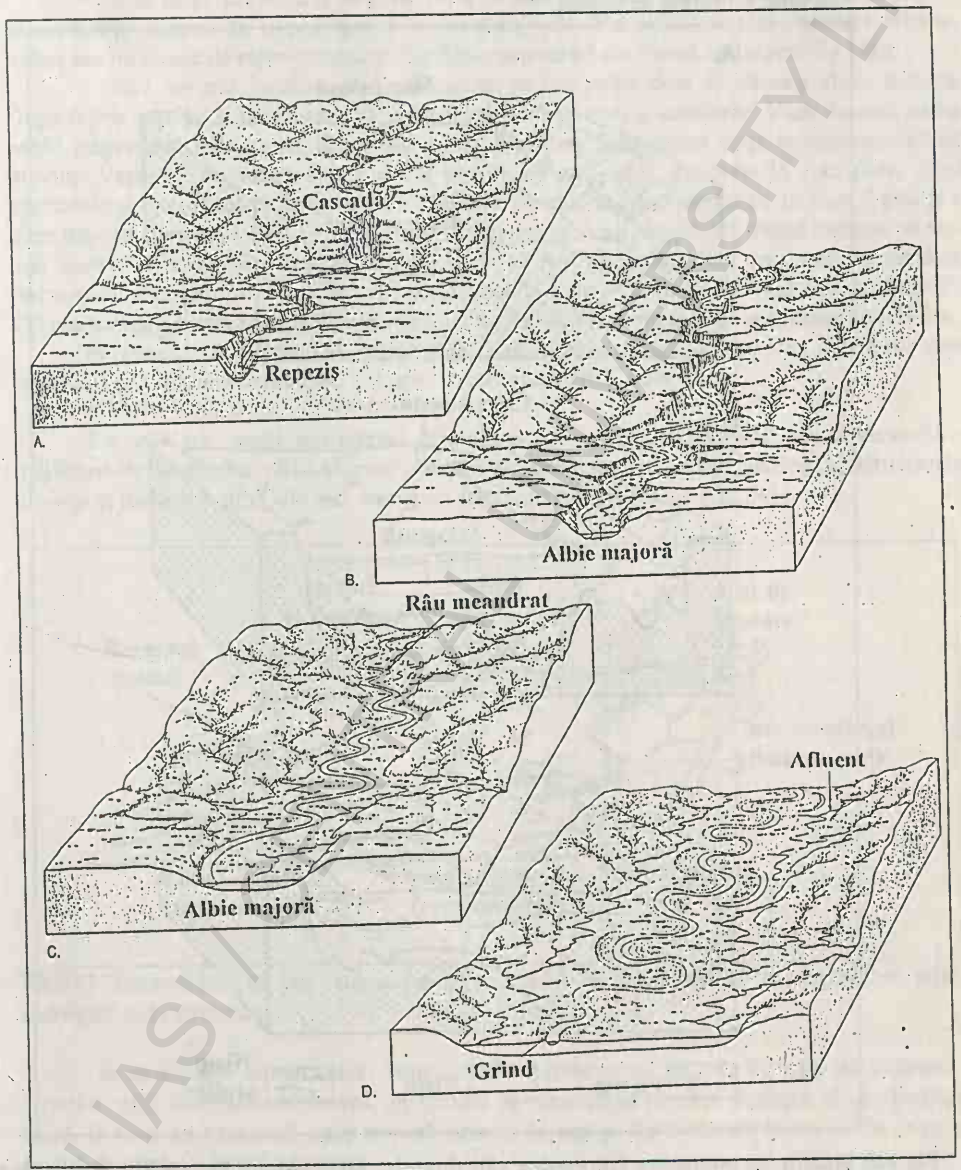


Fig.139 Stadiile de dezvolatre a unei văi: A-tinerețe; B și C-maturitate; D-bătrânețe.
după Tarbruck, Lutgens, 1993

Formarea profilului de echilibru, longitudinal şi chiar transversal, marchează un moment cantitativ şi calitativ în dezvoltarea văii şi de aceea el delimitează, în timp, principalele tipuri de stadii: tinereţe, maturitate şi bătrâneţe.

În funcţie de stadiul de evoluţie, văile se împart în (fig.139):

- tinere, cu formă de V ascuţit şi chei;
- mature, cu formă de V deschis şi luncă;
- bătrâne, cu formă de copaie.

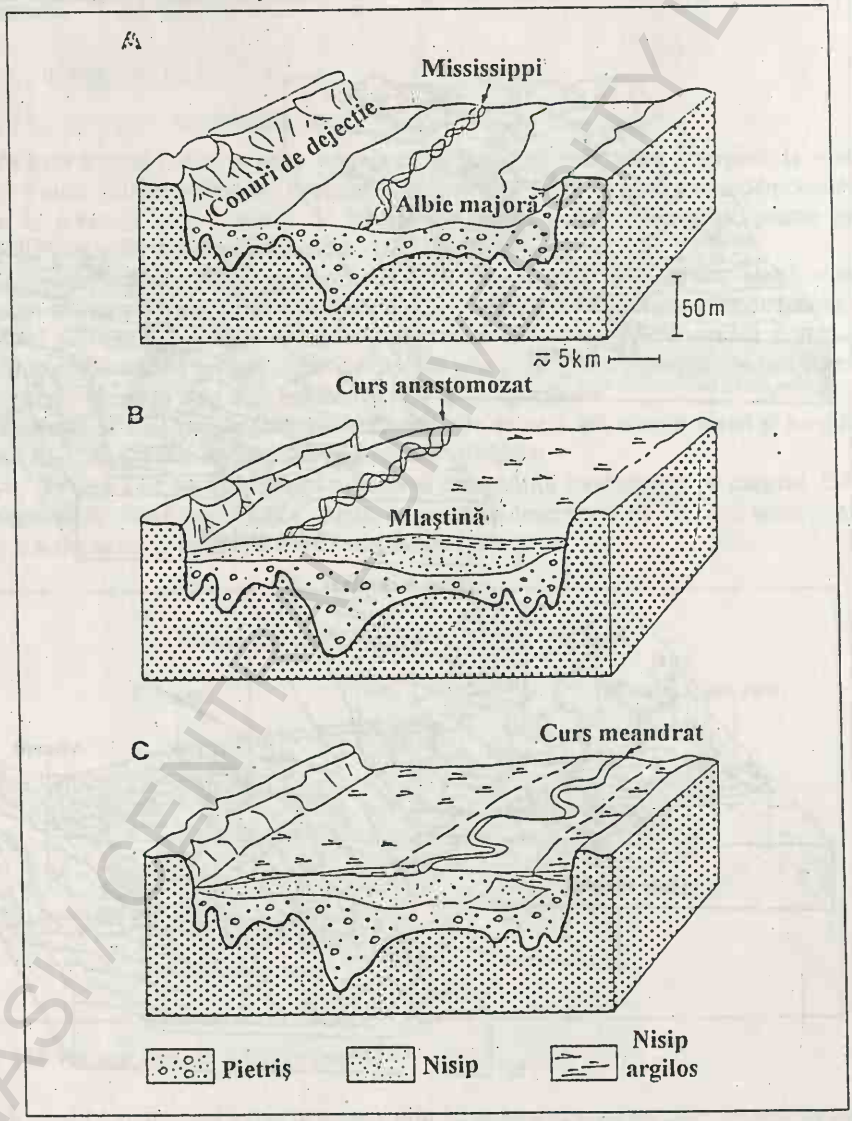


Fig.140 Stadiile de colmatare holocenă a văii fluviului Mississippi: A-pietriş şi nisip grosier; B-nisip; C-nisip, silt şi argile recente.

după Fisk, 1944

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4.b.8.2. După criteriul simetriei

Se subdivid în: văi simetrice şi văi asimetrice.

a. Văile simetrice prezintă un grad ridicat de simetrie faţă de un plan vertical median considerat la mijlocul văii şi orientat în lungul ei. Ambii versanţi prezintă înclinări şi înfăţişări asemănătoare.

La rândul lor, văile simetrice pot fi: largi şi înguste.

- *Văile largi* prezintă o lărgime mare a fundului văii, reprezentată, la rându-i, prin şesuri foarte dezvoltate şi prin terase de fund de vale. Versanţii prezintă înclinări diferite, având sau nu terase de mare extindere. Profilul transversal are formă de trapez (fig.140).

- *Văile înguste* prezintă un fund îngust, uneori redus doar la lăţimea albiei minore. După forma profilului transversal se pot deosebi: văi în chei şi canioane. Văile în chei au un profil transversal sub forma literei V, fundul acestora fiind redus doar la existenţa albiei minore. Versanţii au pante foarte mari, uneori abrupţi. Sunt sculptate în roci dure, fiind spectaculoase, cu precădere, în calcare. Văile de tip canion sunt mai largi, au fundul plat şi o albie minoră. Versanţii sunt foarte înclinaţi, frecvent verticali şi prezintă trepte formate pe roci mai dure. Văile de tip canion se formează în roci omogene sau în structuri tabulare (orizontale). Pot apărea şi în loess, numai că de data aceasta ele sunt mici (Dobrogea de Sud). Cel mai cunoscut este Marele Canion Colorado (S.U.A.) care prezintă o adâncime de 1.500m.

Pe traseu, văile prezintă, uneori, sectoare largi sau înguste. Acestea din urmă sunt cunoscute sub numele de defilee. Ele apar în locurile cu roci dure.

b. Văile asimetrice

Prezintă un profil transversal asimetric, adică cu înclinare diferită a versanţilor, indiferent de lungimea văii. Asimetria poate avea mai multe cauze: geologice, structurale, litologice, tectonice etc. Cele mai frecvente sunt cauzele structurale (fig.141).

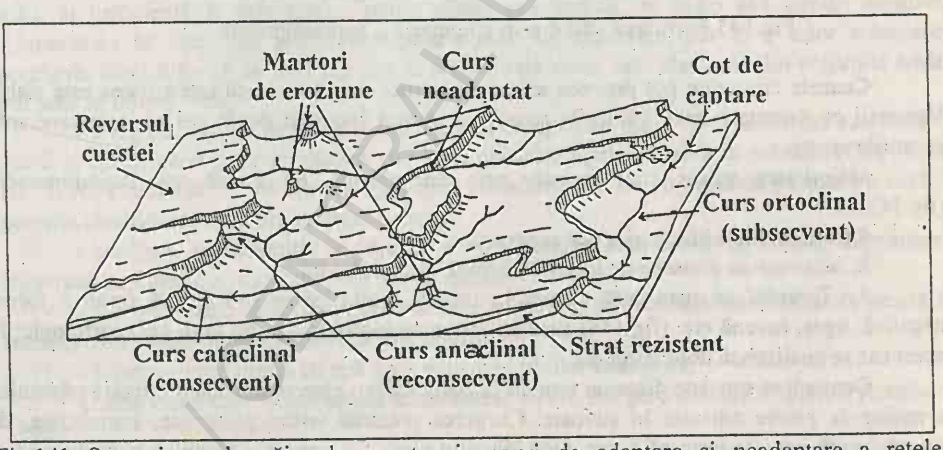


Fig.141 Succesiune de văi subsecvente şi cazuri de adaptare şi neadaptare a reţelei hidrografice la structură

În structurile monoclinale, văile orientate transversal faţă de direcţia de înclinare a stratelor sunt asimetrice deoarece un versant se suprapune pe faţa stratelor şi are înclinare mică, în timp ce versantul opus retează stratele în cap şi are înclinare mare. Văile în cauză poartă denumirea de subsecvente.

Cauzele tectonice sunt legate de mişcările scoarţei terestre şi de prezenţa fracturilor. Văile situate în lungul faliilor prezintă un versant abrupt, modelat în blocul scoarţei înălţate şi

un versant domol, opus. În aceste condiţii, este vorba şi de o asimetrie altitudinală a versanţilor, nu numai de o asimetrie a înclinării lor.

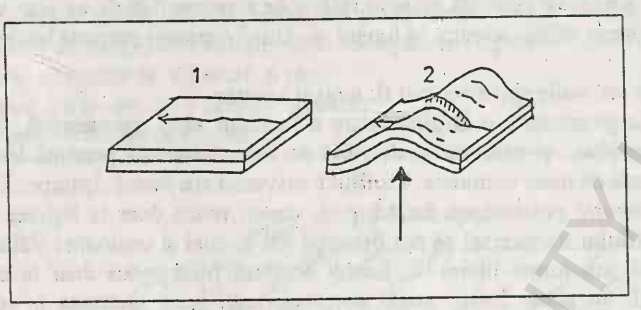


Fig.142 Formarea văilor prin antecedenţă

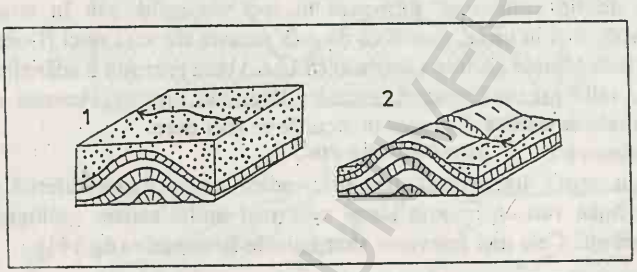


Fig.143 Formarea văilor prin epigeneză – supraimpunere

Cauzele climatice pot provoca asimetrii în roci moi, numai că intensitatea este slabă. Versanţii cu orientare spre vânturile umede sunt mai înclinaţi decât cei cu orientare spre vânturile uscate.

Majoritatea văilor sunt formate prin antecedenţă, epigeneză sau supraimpunere (fig.142,143).

5.Categoriile hidrologice ale scurgerii

În acest caz se deosebesc: torentul, pârâul, râul şi fluviul.

5.a.Torentul se manifestă numai în timpul ploilor şi se desfăşoară printr-o formă negativă: ogaş, ravenă etc. (fig.144) Este un fenomen hidrologic şi nu unul geomorfologic: în acest caz se analizează doar curgerea.

Denumirea provine dintr-un termen popular italian care semnifică o curgere năvalnică a apelor de ploaie adunate în şuvoaie. Curgerea prezintă viituri puternice, tumultoase, de scurtă durată, care se termină brusc după sfârşitul ploii. Ca urmare a pantelor mari din cadrul profilului longitudinal prezintă o mare putere de eroziune şi transport. În timpul viiturilor suprafaţa apei este bombată spre mijlocul albiei şi prezintă turbioane puternice.

5.b.Pârâul reprezintă o apă curgătoare de mici dimensiuni, care poate avea curgere permanentă, dar şi perioade de secare (în funcţie de alimentarea superficială).

Sunt considerate ca fiind artere hidrografice cu lungimi mai mici de 50 km, bazin hidrografic cu suprafeţe situate <300 km^2 şi un debit mediu multianual <1 m^3/s.

Prin unirea mai multor pâraie ia naştere un râu.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

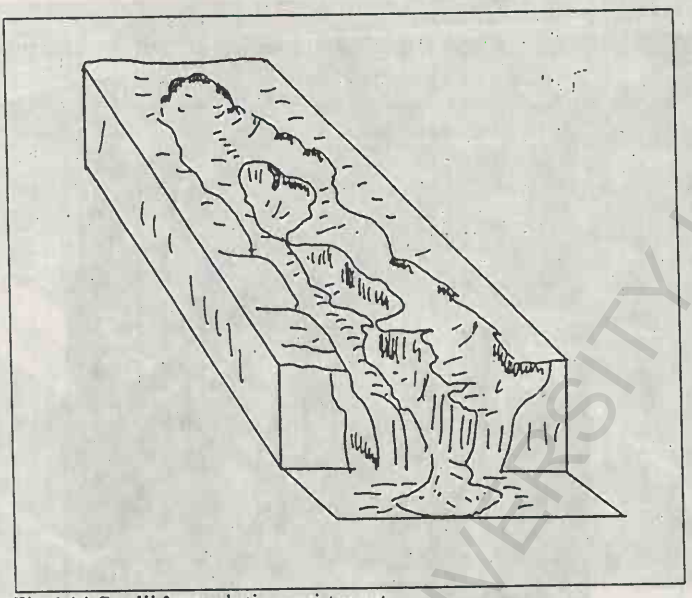


Fig.144 Stadii în evoluţia unui torent

5.c.Râul este o apă curgătoare cu caracter predominant permanent, care deţine o albie bine individualizată din punct de vedere morfologic. Scurgerea fluvială este liniştită la ape mici, şi turbulentă la ape mari. Fundul albiei este tapisat cu nisip sau ierburi acvatice. Alimentarea se face atât prin intermediul apelor de suprafaţă, dar şi a celor subterane, ponderile fiind diferite de la o regiune la alta. Unele râuri, mai ales cele din regiunile aride, pot seca în timpul verii.

De regulă, râurile se varsă în alte cursuri de apă mai mari, în lacuri, mări sau oceane. Pot fi şi cazuri când gura de vărsare este falsă deoarece apele se pierd în substrat (Ciu, Tarim etc. în Asia centrală). Prezenţa sau lipsa apei în cadrul unui râu, o anumită perioadă a anului, permite clasificarea acestora în organisme cu:

- scurgere permanentă, la care nu se semnalează fenomenul de secare; alimentarea subterană suplineşte absenţa curgerii superficiale;
- scurgere sezonieră (semipermanentă), la care se semnalează fenomenul de secetă în sezonul uscat; alimentarea subterană este epuizată;
- scurgere temporară, cu apă doar în timpul ploilor torenţiale.

O altă clasificare desemnează următoarele tipuri scurgere în cadrul râurilor (Lambert, 1996):

- scurgere perenă sau permanentă, dacă debitul nu este niciodată zero (12 luni/12 luni sau 365 zile/365 zile);
- sezonier, dacă există debit zero sezonier (stepă sau savană) (câteva luni consecutive pe an);
- episodic, care se manifestă doar câteva zile, mai ales în polii carstice sau în regiunile semiaride cu sezoane ploioase foarte scurte (câteva zile consecutive pe an);
- spasmodic sau efemere dacă scurgerea durează doar câteva ore (*ueduri* – interpretare franceză a cuvântului arab „*wadi*" care se traduce prin „*vale*" lipsită de apă sau cu fenomene rare de scurgere) (câteva ore pe an);

BCU IASI - ALEXANDRU IOAN CUZA UNIVERSITY LIBRARY

- intermitent, în sectorul aval al izvoarelor carstice, adică în josul unui sifon ce controlează o grotă carstică (câteva minute la un interval mai mult sau mai puțin regulat).

Foto 24 Torent în Atlasul Jos

Foto Gh.Romanescu

5.d.Fluviul desemnează, în limbaj geografic, un râu de mari dimensiuni, care se varsă într-o mare sau ocean. Este din ce în ce mai regulat spre aval și mai ponderat ca afluenții săi.

Termenul este de origine latină și provine din cuvântul "*flumen*" și desemnează o apă care curge printr-o vale; a fost preluat de francezi ca "*fleuve*". Cu toate acestea, în limba engleză este sinonim cu râu. Termenul de râu, în literatura de specialitate, este utilizat pentru toate categoriile de ape curgătoare, indiferent de mărime.

Fluviul deține un grad ridicat de complexitate a regimului de curgere, ca rezultat al vastelor suprafețe drenate de afluenți.

6.Sistemele fluviale (cursuri de apă) pot fi:

- independente, când râurile își varsă apele direct într-un lac, o mare sau ocean (Telița, Taița, Casimcea etc.) (foto 25);

- dependente, când râurile se varsă în alte râuri și prin intermediul acestora ajung într-un lac, mare sau ocean (Moldova, Bârlad, Jiu, Olt etc.).

BCU IAȘI CENTRAL LIBRARY

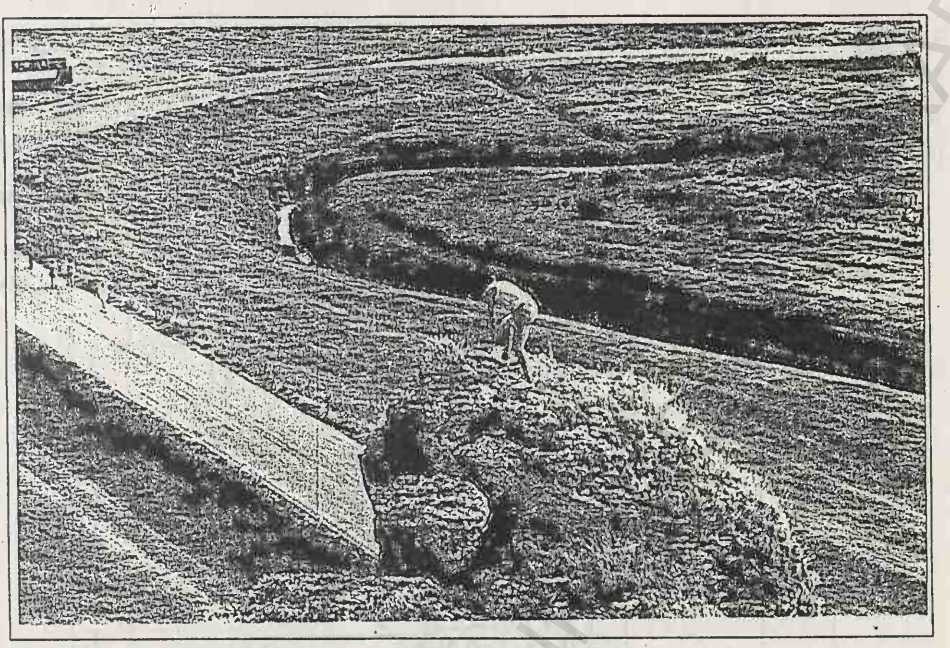


Foto 25 Valea Casimcei în sectorul Cheilor Dobrogei

Foto Gh.Romanescu

7.Structura şi compoziţia reţelei hidrografice

Structura reţelei hidrografice este controlată de câţiva factori importanţi: panta iniţială a terenului, inegalităţile rezistenţei rocilor la eroziune, controlul structurii, diastrofismul recent, istoria geomorfologică a reţelei etc. (Ichim et al., 1989).

Ca urmare a studierii unui număr important de bazine hidrografice, situate în diferite condiţii climatice, geologice şi de evoluţie, s-au diferenţiat următoarele tipuri principale de structură (fig.145):

7.a.Dentritică. Este, pe departe, cea mai comună structură. Se caracterizează prin existenţa unor afluenţi care au aceeaşi direcţie de curgere cu râul principal, cu unghiuri de confluenţă, de regulă, mai mici de 90^0. Se dezvoltă, cu precădere, în regiunile cu rezistenţă relativ uniformă la eroziune: Nipru, Volga, Obi, Enisei, Amur, Vedea, Bârlad etc.

7.b.Rectangulară. Faţă de cea dentritică are confluenţe cu unghiuri drepte sau apropiate de 90^0. Structura este controlată de factorul geologic, mai ales de reţeaua fracturilor tectonice. Sunt adesea întâlnite în Scandinavia (coasta Norvegiei).

7.c.Radiară. Este generată de prezenţa unor înălţimi dure, ale unor conuri vulcanice care, de altfel, impun o drenare pe flancuri: văile din regiunile muntoase înalte, râurile din Pamir, Peninsula Iberică, Africa Centrală etc.

7.d.Fluată. Este atribuită, în general, râurilor ce curg prin văile situate între două masive muntoase. Afluenţii sunt colectaţi de pe povârnişuri şi majoritatea lor se varsă direct în râul principal, sub un unghi de $65\text{-}90^0$: Bistriţa, Lotru etc.

7.e.Centripetă. Este generată de prezenţa unei mari arii depresionare care, ca nivel de bază, concentrează drenarea curgerii. Cele mai multe râuri se întâlnesc în regiunile semiaride.

7.f.Multibazinală. Este întâlnită în regiunile colinare cu înălţimi mici sau în regiunile carstice.

7.g.Zăbrelită (gratii). Dispune de unghiuri drepte de confluență (sau aproape de 90^0). Cel mai adesea se dezvoltă în regiunile puternic fracturate și cu alternanțe litologice.

7.h.Paralelă. Este tipică pentru formațiunile litologice dispuse longitudinal: structurile de fliș din Bucovina. Nu are o extindere regională deoarece intervenția structurilor majore impune modificări radicale.

7.i.Inelară. Se dezvoltă pe înălțimi izolate, mai ales pe domuri, conuri vulcanice, cu alternanțe de strate etc.

7.j.Deranjată. Este impusă ca urmare a intervenției antropice în scopul creării unor acumulări: Podișul Moldovenesc, Câmpia Transilvaniei etc. Se includ și rețelele dezvoltate din luncile marilor râuri, delte, câmpii slab drenate din nordul Europei etc.

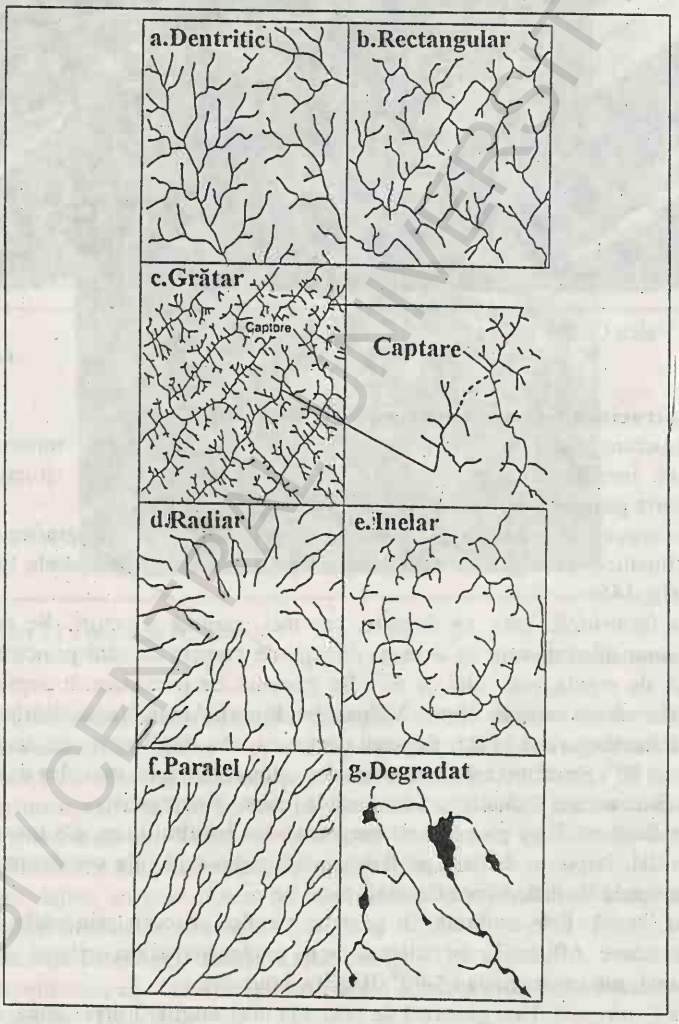


Fig.145 Cele mai comune structuri hidrografice

după Howard, 1967

7.k.Contorsionată. Se datorează prezenței alternanțelor litologice și a unei tectonici complicate: bazinul Putna-Vrancea.

Pe lângă rețelele principale se evidențiază și alte tipuri cu caracter secundar: carstică (fig.146), în blocuri faliate basculate (fig.147), dezorganizată (fig.148), anarhică (fig.149), "pieptene" (fig.150), apalașiană (fig.151), de fracturare (fig.152), disimetrică (fig.153), centripetă, paralelă, distributivă etc.

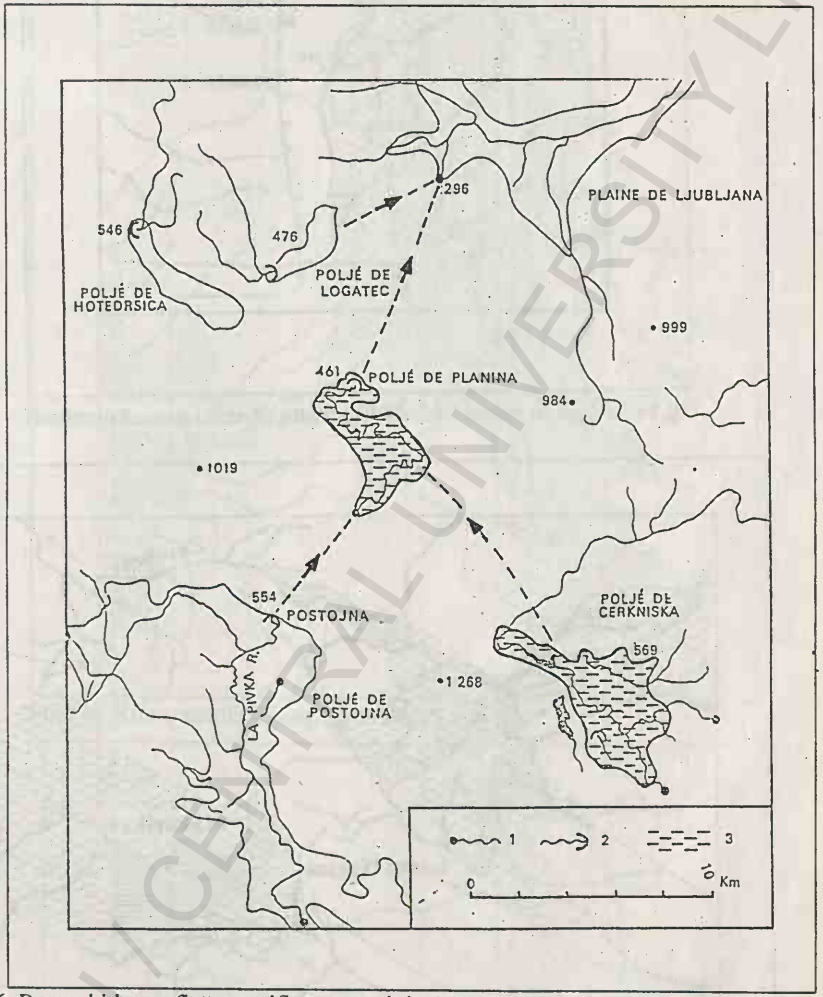


Fig.146 Rețea hidrografică specifică carstului: 1-exurgență sau resurgență; 2-sorb; 3-polie inundabilă; cu săgeată sunt indicate direcțiile de scurgere a apelor subterane

după Cvijič, 1980

Pentru România se pot distinge opt tipuri de rețele hidrografice (Coteț, 1951) ca urmare a tipizării aspectului planic: dentritică, rectangulară, în gratii, radiară, convergentă, inelară, opusă, sucită.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

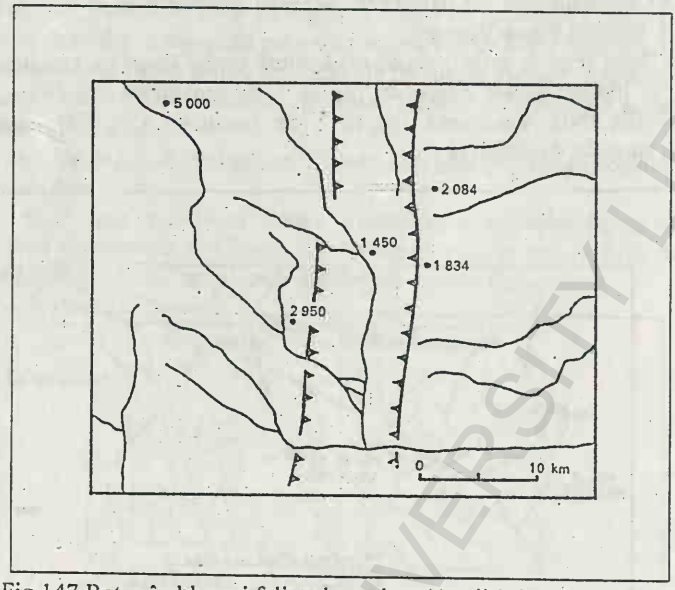


Fig.147 Reţea în blocuri faliate basculate (Anzii Jujuy, Argentina)

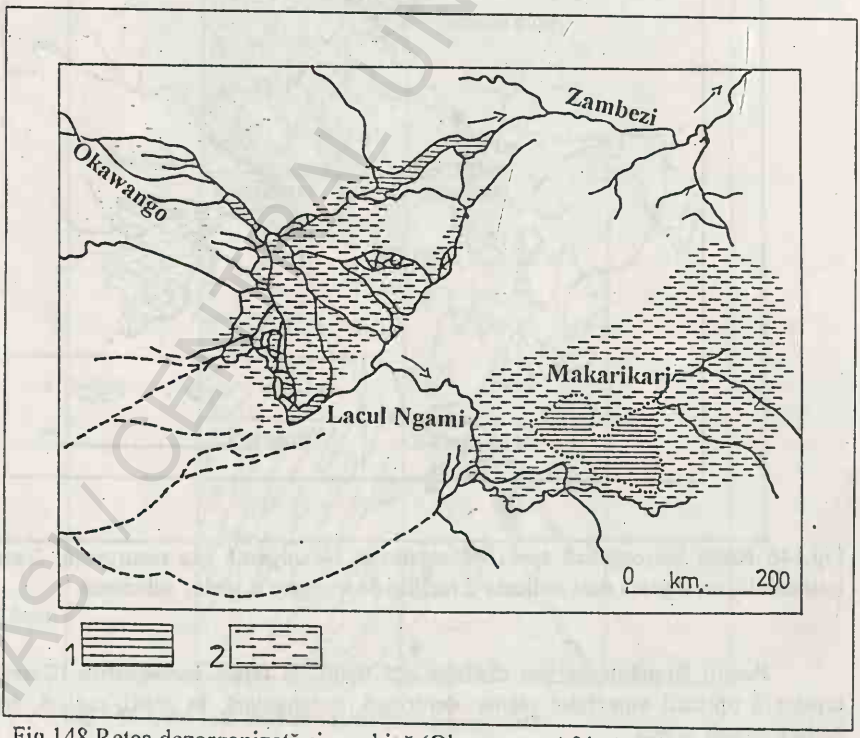


Fig.148 Reţea dezorganizată şi anarhică (Okawango, Africa): 1-lacuri; 2-mlaştini.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

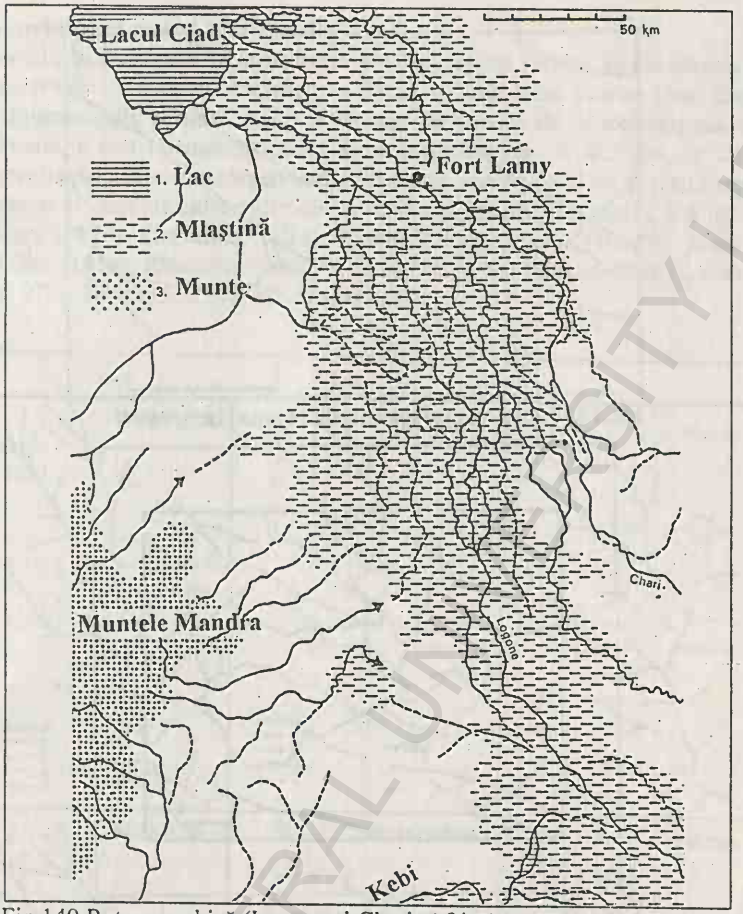


Fig.149 Reţea anarhică (Logone şi Chari, Africa)

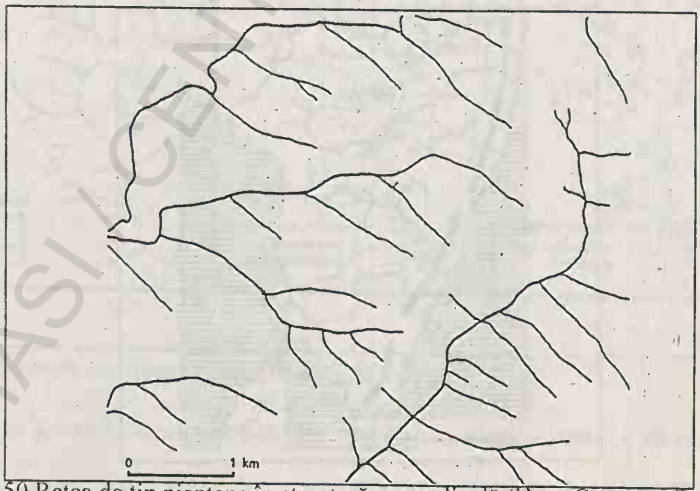


Fig.150 Reţea de tip pieptene în structură monoclinală (Haut-Garonne, Franţa)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY
B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE

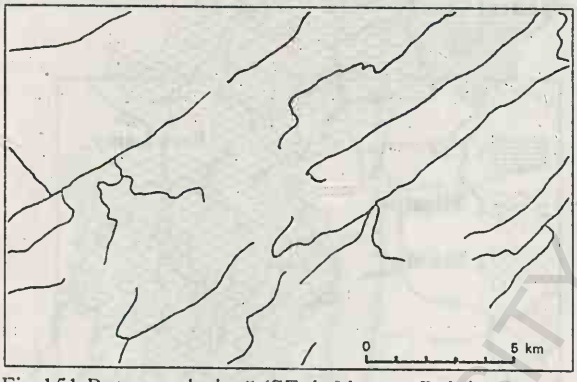


Fig.151 Rețea apalașiană (SE de Namur, Belgia)

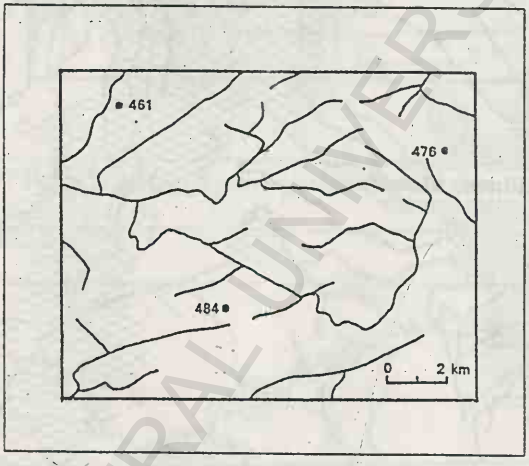


Fig.152 Rețea orientată de fracturi (soclul camerunez)

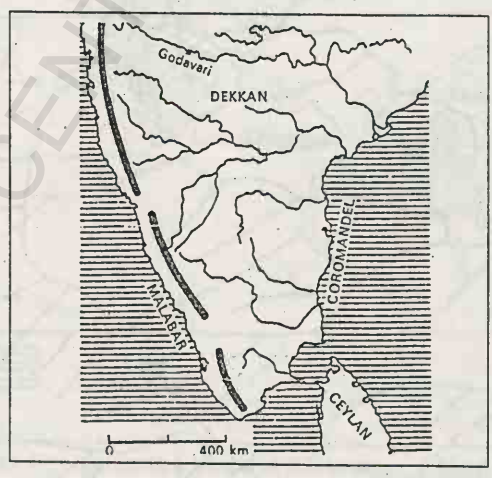


Fig.153 Disimetria rețelei hidrografice pe un soclu marginal (Dekkan, India)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

8.Ierarhizarea rețelei hidrografice

Pornindu-se de la proprietățile liniare ale unui sistem fluvial, se pot aborda și totodată structura, sistemele ramificate de albii considerate ca linii trase într-un plan. Baza analizei spațiale tridimensionale a unui bazin de drenaj, ca unitate de proces-răspuns în evoluția reliefului fluvial, a fost recunoscută, încă de la începutul sec. al XIX-lea, de către Playfair (1802). Dezvoltarea teoriei interdependenței dintre un trunchi de albie și restul rețelei, dintre albie în general și bazinul hidrografic din amonte, în termeni cantitativi, s-a întreprins mai târziu: Gilbert (1877), Gravelius (1914), Horton (1945), Panov (1948?), Strahler (1952), Leopold, Miller (1956), Rajaniţîn (1960), Hirsch (1961), Scheidegger (1965), Shreve (1966), Tokunoga (1972), Zăvoianu (1978) etc. (fig.154).

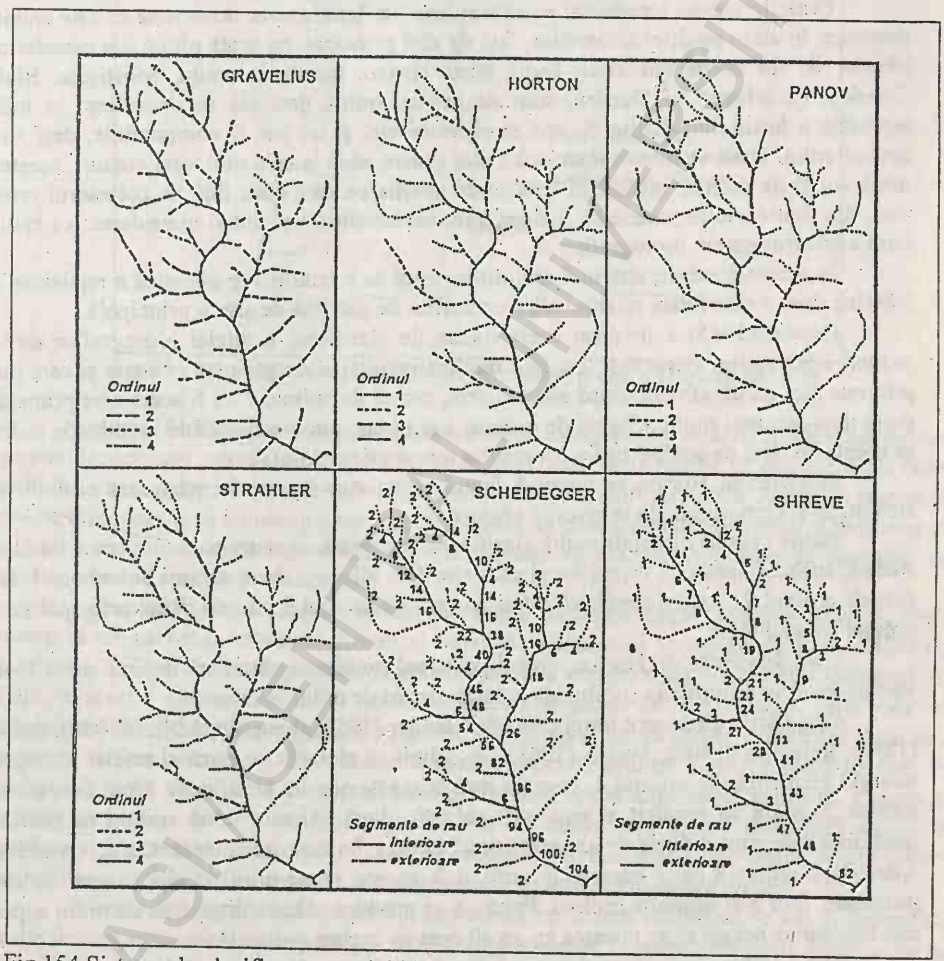


Fig.154 Sisteme de clasificare a rețelei hidrografice

De regulă, ierarhiile propuse până în prezent aparțin la două tipuri distincte:

- cu bază geometrică, care au în vedere lungimea, forma geometrică a reţelei, orientarea segmentelor ce formează reţeaua (Horton, 1945; Shreve, 1966; Werritty, 1972; parţial Strahler, 1952);

- cu bază topologică, care are în vedere interconexiuni, proprietăţi ale mulţimilor invariante faţă de transformările topologice (Chorley et al., 1986).

Una din primele încercări de ordonare a râurilor, în care se ia ca bază poziţia cursurilor faţă de colectorul principal, a fost efectuată de Gravelius (1914), care consideră că râul cel mai mare este de ordinul 1 de la izvoare până la vărsare; afluenţii care se varsă direct în acesta sunt de ordinul 2; toate cursurile care se varsă într-un curs de ordinul 2 sunt de ordinul 3 ş.a.m.d. până se ajunge la cele mai mici artere. Cu timpul, sistemul a devenit recunoscut şi acceptat de majoritatea europenilor.

Criticile acestei ierarhizări au apărut imediat. Ierarhizarea dovedeşte că este unilaterală deoarece, în afara poziţiei afluenţilor, faţă de râul principal, nu arată nimic din caracteristicile râurilor de un ordin sau altul. După acest sistem, râurile Ialomiţa, Mostiştea, Blahniţa, Topolog, ca afluenţi ai Dunării, sunt de acelaşi ordin, deşi ele se deosebesc ca mărime, suprafaţă a bazinului, debite de apă şi aluviuni etc. şi nu pot fi comparabile, deşi sunt de acelaşi ordin. Dacă se duce aplicarea acestui sistem până la cele mai mici cursuri, acestea din urmă vor fi de diferite ordine, în funcţie de poziţia pe care o au faţă de colectorul principal deşi, din foarte multe puncte de vedere, sunt asemănătoare şi pot fi considerate ca celule de bază a oricărui sistem hidrografic.

În aceste condiţii, sistemul amintit nu ajută la o ierarhizare genetică a reţelei de râuri. Rămâne doar o clasificare poziţională a cursurilor de apă faţă de artera principală.

Horton (1945) a inversat acest sistem de clasificare a reţelei hidrografice atribuind ordinul 1 talvegului elementar (cel mai mic) ca rezultat al curgerii concentrate şi care nu mai primeşte nici un alt afluent; după acest sistem, cursul de ordinul 2 va fi acela care primeşte cel puţin unul sau mai mulţi afluenţi de ordinul 1 şi numai din aceştia. Când un curs de ordinul 2 se uneşte cu altul de acelaşi ordin, va rezulta un curs de ordinul 3.

La sistemul Horton se remarcă faptul că un curs de apă îşi păstrează ordinul, odată stabilit, ca şi denumirea, de la izvor la vărsare.

Panov (1948) a propus o altă clasificare, apropiată, în mare parte, de cea a lui Horton. Acesta, atribuie ordinul 1 torenţilor şi pâraielor fără afluenţi; două cursuri de ordinul 1 dau un curs de ordinul 2; două de ordinul 2 dau un curs de ordinul 3 ş.a.m.d. Râul principal va avea ordinul cel mai mare.

Spre deosebire de Horton, cursul principal nu-şi mai păstrează ordinul de la izvor la vărsare, ci el se schimbă la confluenţa a două cursuri de ordin inferior.

Cercetările ulterioare întreprinse de Strahler (1952), Leopold, Miller (1956), Schumm (1956), Rajaniţin (1960), Hirsch (1961) etc. admit ca element de bază al reţelei hidrografice talvegul elementar de ordinul 1, care nu mai primeşte nici un alt afluent. Noul curs creat, de ordinul 2, apare ca rezultat al unui salt calitativ după unirea a două cursuri de ordinul 1; trăsăturile sale sunt diferite de ale celor două ramuri din care s-a format. Cursul de ordinul 3 apare după unirea a două cursuri de ordinul 2; acesta, poate primi şi alţi afluenţi de ordine inferioare, fără a-şi schimba ordinul. Pentru a se produce saltul calitativ, la un ordin superior, este necesar ca acesta să se unească cu un alt curs de acelaşi ordin etc.

Prin combinarea şi completarea celor două sisteme Horton şi Strahler s-a creat un al treilea, cunoscut sub numele de sistemul Horton-Strahler. În acest caz, râurile care au acelaşi ordin, sunt foarte asemănătoare ca suprafeţe bazinale, lungime medie a reţelei de râuri, pante medii, debite de apă etc., dar cu condiţia să se dezvolte în medii fizico-geografice similare (fig.155).

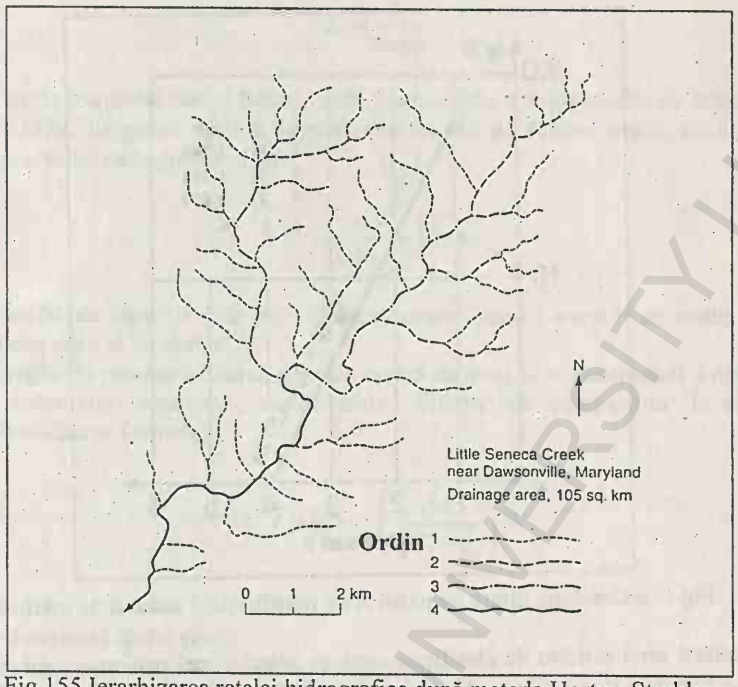


Fig.155 Ierarhizarea reţelei hidrografice după metoda Horton-Strahler

Sistemul Horton-Strahler prezintă totuşi două mari carenţe: intervalele de clasă nu sunt cunoscute; aceleaşi intervale par să fie la fel de mari încât două bazine de ordinul 4 pot diferi mult în ceea ce priveşte caracteristicile lor, numai că ele conţin un număr diferit de cursuri de ordine inferioare şi în consecinţă variază ca mărime. În condiţiile amintite analiza bazinelor cu suprafeţe mici este mult îngreunată datorită faptului că este dificilă alegerea bazinelor de aceeaşi mărime care să fie comparate.

Îmbunătăţiri ale acestui sistem au fost aduse de Scheidegger (1965) şi Shreve (1966) numai că ele sunt mai tehniciste. Sistemul elaborat de Horton şi completat de Panov (1948) şi Strahler (1952) are o bază genetică şi permite analiza comparativă a bazinelor hidrografice. Potrivit acestui sistem, ordinul 1 revine formelor negative de teren, adică celor care au capacitatea de a orienta şi organiza curgerea, care dispun de un talveg elementar şi nu mai primesc nici un alt afluent. Prin unirea a două cursuri de ordinul 1 se formează un curs de ordinul 2; două de ordinul 2 creează unul de ordinul 3, dar care poate primi ca afluenţi şi cursuri de ordine inferioare. Saltul calitativ la un ordin superior se realizează numai în momentul în care se uneşte cu un curs de ordin egal. Cel mai mare ordin revine arterei principale a unui bazin hidrografic prin care se scurge întreaga cantitate de apă.

O reţea hidrografică de suprafaţă reprezintă un sistem ramificat de văi şi depresiuni naturale care comunică, una cu alta, şi către care gravitează, în parte, atât apele atmosferice pe sol, cât şi cele subterane. În plan orizontal, reţeaua hidrografică apare ca nervurile unei frunze sau ca sistemul radicular al plantelor. Actualmente, prin intervenţia omului, reţeaua hidrografică naturală se completează cu canale, lacuri de acumulare etc.

BCU UNIVERSITY LIBRARY

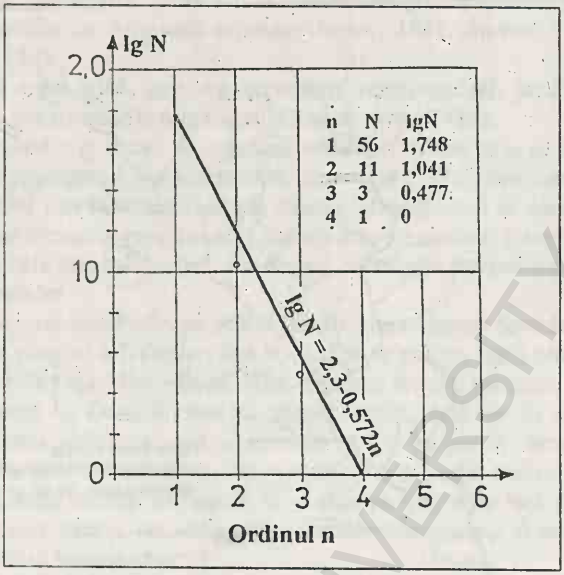


Fig.156 Corelaţia dintre numărul N de ramificaţii şi ordinul de mărime n

Potrivit unui criteriu de clasificare amintit anterior, cel mai mic ordin de mărime se notează cu 1 (n = 1) şi se atribuie văilor singulare, fără ramificaţii adiacente a căror lungime să nu fie inferioară distanţei de 5 km. Ordinul imediat următor, notat cu 2 (n = 2) corespunde văilor care rezultă din unirea a cel puţin două văi de ordinul 2 ş.a.m.d. În acest fel, cu cât o reţea hidrografică ajunge la notări mai mari cu atât creşte în importanţă - reţeaua râului Argeş, la Piteşti, este de ordinul 4 (n = 4).

Pentru reţelele hidrografice dezvoltate normal se poate stabili chiar o corelaţie între numărul N al ramificaţiilor unei reţele şi ordinul n al reţelei (fig.156).

9.Elemente legate de reţeaua hidrografică

Cu excepţia unor elemente deja analizate (izvor, cursul râului, gura de vărsare etc.), sistemul de râuri se mai caracterizează şi prin lungimea ramificaţiei şi a reţelei hidrografice, profilul longitudinal al reţelei hidrografice, desimea ramificaţiilor reţelei hidrografice, dar şi ca elemente ajutătoare precum lungimea reţelei hidrografice, coeficientul de sinuozitate, coeficientul de ramificare sau despletire, profilul longitudinal, coeficientul de regularizare etc.

9.a.Lungimea râurilor

Este distanţa în kilometri (L) măsurată pe cursul apei, între izvor şi vărsare. Pe hartă, poate fi determinată cu ajutorul curbimetrului sau cu un distanţier, cu o deschidere de lungime cunoscută. Deschiderea optimă a distanţierului, pentru a avea cele mai mici erori, este de 5 mm (în funcţie de scara hărţii).

În zona de munte, cursurile de apă au pante relativ mari fapt pentru care lungimea măsurată pe hartă reprezintă cateta unui triunghi dreptunghic care este mult mai mică în raport cu ipotenuza. În acest caz, pentru determinarea lungimii reale (L_e), se foloseşte lungimea proiecţiei cartografice a cursului (L) raportată la cosinusul unghiului de pantă (α):

$$L_r = \frac{L_c}{\cos\alpha}.$$

În cazul bazinului râului Brătca, unde panta medie a segmentului de albie, de ordinul 1, atinge 435‰, lungimea reală a segmentelor de râu de acelaşi ordin, când se cunoaşte lungimea proiecţiei cartografice, ar fi:

$$L_r = \frac{74,7}{0,911} = 82km.$$

O astfel de corecţie este semnificativă numai pentru arterele de ordin inferior din zonele subcarpatice şi de munte.

În regiunea montană diferenţele sunt destul de mari şi se recomandă folosirea datelor din două măsurători succesive, cu deschideri diferite ale compasului. În acest caz se recomandă utilizarea formulei:

$$l = \left[l_1 + (l_1 - l_2)\left(\frac{\sqrt{d_1}}{\sqrt{d_2 - d_1}} \right) \right] N.$$

unde:

l = lungimea râului (km);
l_1 = lungimea rezultată din prima măsurătoare;
l_2 = lungimea rezultată din cea de-a doua măsurătoare;
d_1 = deschiderea compasului la prima determinare (km);
d_2 = deschiderea compasului la cea de-a doua determinare;
N = scara hărţii.

9.b.Lungimea ramificaţiei şi a reţelei hidrografice

Lungimea ramificaţiei se măsoară ca fiind distanţa desfăşurată în plan orizontal, în kilometri, numerotaţi de la confluenţă şi se determină pe hărţile topografice la diferite scări (1/10.000; 1/25.000 etc.) în funcţie de gradul de precizie urmărit.

Lungimea L a tuturor ramificaţiilor unei reţele hidrografice de ordinul n se obţine cu ajutorul relaţiei:

$$L = \sum_{1}^{N_1} l_{n=1} + \ldots + \sum_{i=1,2\ldots n-1}^{N_i} l_{n=i} + \ldots + \sum_{1}^{N_{n-1}} l_{n=n-1} + l_{n=n}$$

unde:

N_i = numărul de ramificaţii ale reţelei de ordinul n = i;

$\sum_{1}^{N_i} l_{n=i}$ = suma lungimilor ramificaţiilor reţelei de ordinul n = i.

9.c.Profilul longitudinal al reţelei hidrografice

Reprezintă succesiunea cotelor terenului de pe fundul văilor. El se stabileşte pe baza hărţilor topografice a căror echidistanţă se alege în funcţie de precizia dorită.

BCU ASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

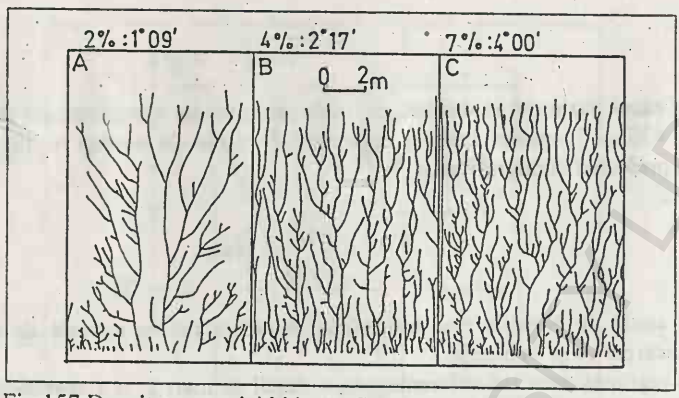


Fig.157 Densitatea rețelei hidrografice în funcție de pantă
după Mosley, 1972, Schumm et al., 1984

De cele mai multe ori valea cu cel mai mare ordin are și cotele mai mici față de cele ale văilor afluente. Această situație permite primei să primească gravitațional afluxul de apă a celor din urmă. Pantele sunt cu atât mai mari cu cât altitudinea este mai mare. Pe ansamblu, linia profilului longitudinal se prezintă ca o curbă cu concavitatea în sus. Odată cu creșterea afluxului de apă, din amonte spre aval, cresc și secțiunile transversale ale văilor care oferă, la afluxuri specifice, pierderi hidraulice mai mici. Tocmai aceste pierderi micșorate impun pante descrescătoare pentru conducerea afluxurilor specifice.

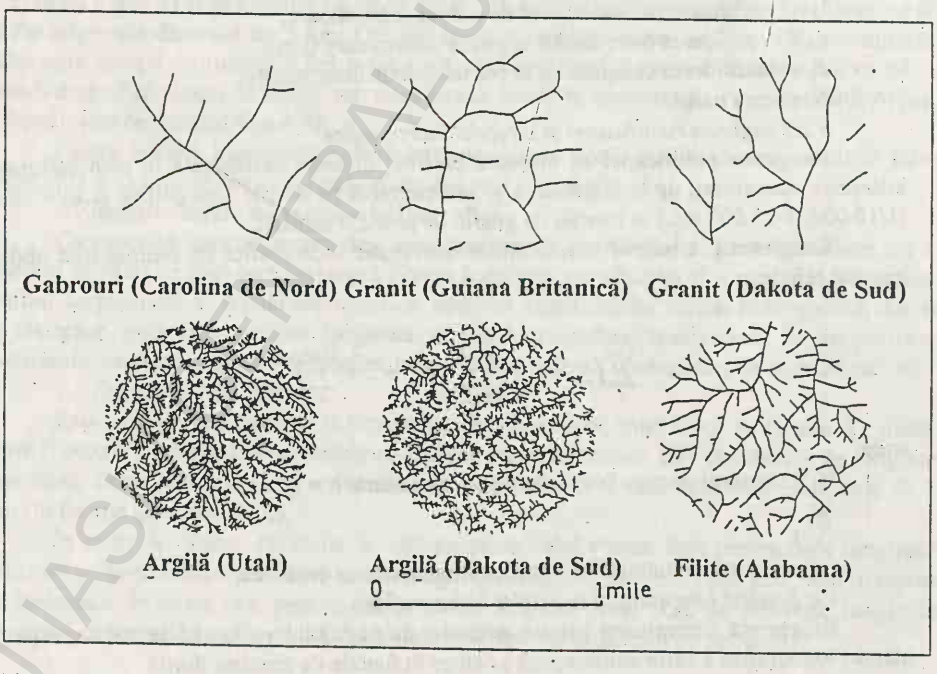


Fig.158 Densitatea rețelei hidrografice în funcție de duritatea rocii

9.d.Densitatea ramificațiilor rețelei hidrografice

O rețea hidrografică colectează un volum de apă din ce în ce mai important cu cât rețeaua va avea ramificații mai multe și mai lungi. Această capacitate se apreciază și prin raportul:

$$D = \frac{L}{S}\left[km^{-1}\right]$$

unde:

D = densitatea (sau desimea) rețelei hidrografice;
L = lungimea conform ecuației;
S = suprafața care înscrie rețeaua hidrografică.

Densitatea unei rețele hidrografice este rezultatul acțiunilor combinate a mai multor factori:

ΔA = diferența dintre altitudinea maximă și cea minimă a suprafeței [L];
q = debitul specific al apei scurse pe versanți [LT];
k = factor de eroziune [$L^{-1}*T$];
ρ = densitatea apei scurse de pe versanți [ML^{-3}];
μ = vâscozitatea dinamică [$ML^{-1}T^{-1}$];
g = accelerația gravitațională [LT^{-2}].

Factorii amintiți pot fi combinați într-o relație fără dimensiuni:

$$D = \frac{1}{\Delta} A * \varphi\left(q * k_1 \frac{q\rho\Delta A}{\mu}, \frac{q^2}{g * \Delta A}\right).$$

unde:

φ( ) = o funcție scalară care pentru o rețea hidrografică dată poate fi studiată pe baza variabilelor componente și corectată prin confruntarea cu formula:

$$D = \frac{L}{S}\left[km^{-1}\right]$$

Densitatea rețelei hidrografice depinde și de gradul de înclinare a pantei (fig.157), de rezistența rocii (fig.158), de timp (fig.159), de gradul de permeabilitate a terenului (fig.160) etc.

9.e.Coeficientul de sinuozitate pentru un curs de apă

Reprezintă raportul dintre lungimea reală a râului, măsurată după toate sinuozitățile și lungimea dreptei ce unește extremitățile luate în considerare (fig.161):

$$K_s = \frac{L_r}{L_d} \triangleright 1.$$

unde:

K_s = coeficientul de sinuozitate;
L_r = lungimea râului măsurată pe sinuozități;

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

L_d = lungimea segmentului ce unește cele două extremități ale sectorului (lungimea în linie dreaptă).

În zonele înalte, unde energia de relief este mare și panta albiilor accentuată, coeficientul de sinuozitate este mic, atingând valori de 1,00-1,20. În aceste sectoare, de cele mai multe ori, valorile mari ale coeficientului de sinuozitate sunt date de inflexiunile orografice. În zonele de câmpie, coeficientul de sinuozitate crește brusc datorită scăderii energiei de relief și intensificării proceselor de eroziune laterală.

Cel mai mare coeficient de sinuozitate se întâlnește la cursurile de apă de mari dimensiuni, ceea ce dovedește că acesta crește proporțional cu ordinul de mărime al cursurilor.

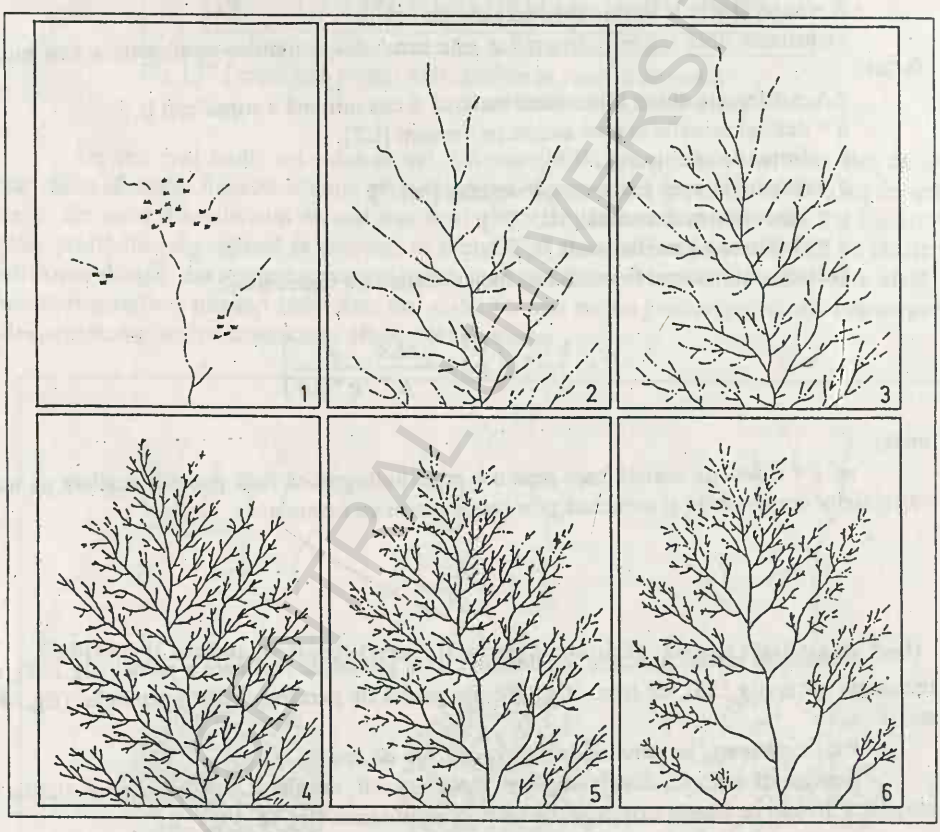


Fig.159 Densitatea rețelei hidrografice în funcție de timp: 1-inițial; 2-alungire; 3-elaborare; 4-maxim de extensiune; 5-6 – integrare

după Glock, 1931

În zona de munte și cea subcarpatică, râul Ialomița are o sinuozitate de 1,05, între confluența cu Vulcana și Cricovul Dulce acesta depășește 1,40, iar între confluența cu Prahova și vărsare (cursul inferior) crește la 1,83 (Zăvoianu, 1978). După Schuman, cursurile de apă pot cunoaște diferite tipuri: răsucite, neregulate, regulate, de tranziție, drepte (fig.162).

În regiunile montane şi deluroase, configuraţia reliefului face ca râul să prezinte un traseu sinuos. Când versanţii văii coboară direct până la malul apei, sinuozitatea acesteia este aceeaşi cu cea a cursului. În regiunile de câmpie, cu luncă dezvoltată, cursul meandrează pe fâşii largi şi lungimea albiei minore nu este aceeaşi cu cea a văii. Pentru deosebirea celor două situaţii se calculează următorii coeficienţi: sinuozitatea topografică; sinuozitatea hidraulică.

Ca urmare a gradului de sinuozitate râurile pot avea diferite stadii de evoluţie: drept, tranziţional, regulat, neregulat, răsucit (Schumm, 1963). Pentru stabilirea valorii aproximative a coeficientului de sinuozitate se poate utiliza şi un tabel comparativ.

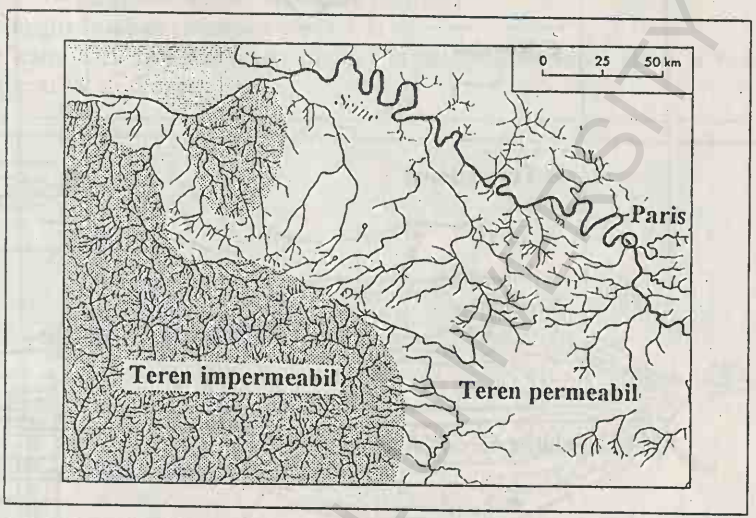


Fig.160 Densitatea reţelei hidrografice în funcţie de permeabilitatea solului
după Porry, Brunet, 1960

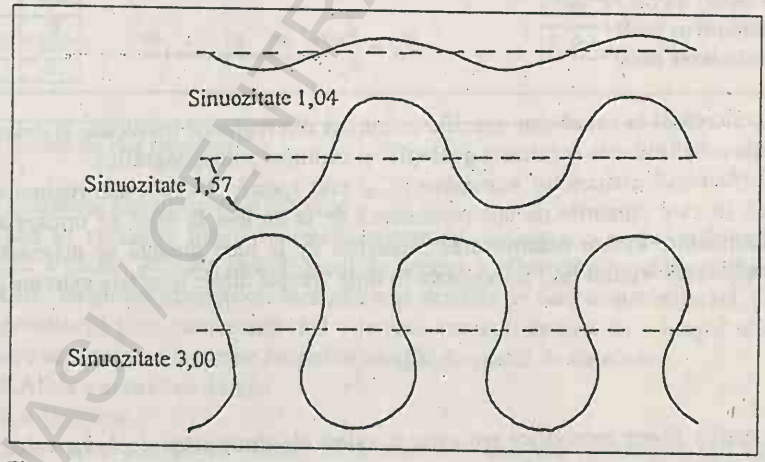


Fig.161 Albii rectilinii şi meandrate

după Schumm, 1977

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

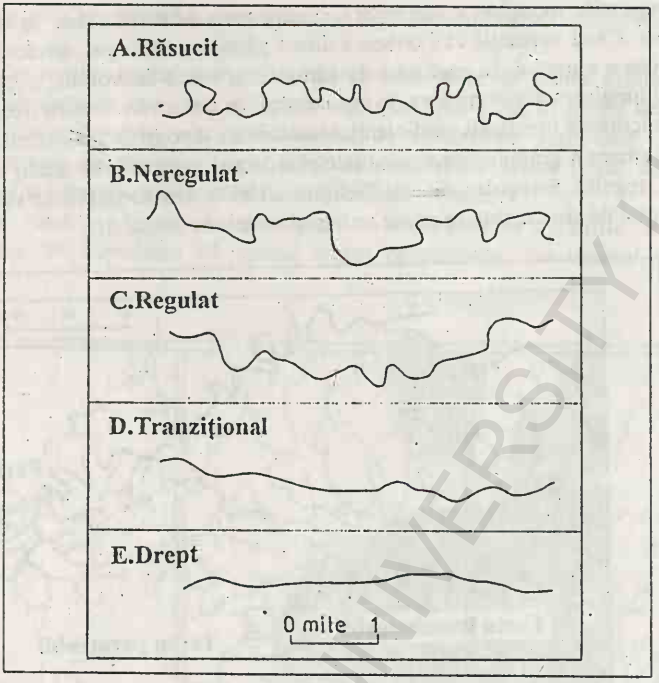


Fig.162 Tipurile cursurilor de apă

după Schuman, 1963

Coeficientul sinuozităţii topografice (C_{st}) este raportul dintre lungimea cursului pe axul văii (L_v) şi lungimea în linie dreaptă între punctele extreme (L_d):

$$C_{st} = \frac{L_v}{L_d}.$$

Coeficientul în cauză este specific cursurilor din regiunile muntoase şi deluroase unde configuraţia reliefului este rezultanta geologiei şi evoluţiei paleogeografice.

Coeficientul sinuozităţii hidraulice (C_{sh}) este specific râurilor din regiunile joase, cu pante mici, în care cursurile de apă pendulează de la un mal la altul ca urmare a eroziunii laterale dominante. Pentru determinarea abaterilor de la linia dreaptă se măsoară lungimea cursului pe linia talvegului (L_c) şi lungimea în linie dreaptă dintre punctele extreme (L_d):

$$C_{sh} = \frac{L_c}{L_d}.$$

Cursurile foarte meandrate pot avea şi valori ale sinuozităţii de 4. La valori mai mici de 1,5 sunt cursuri sinuoase, iar la valori mai mari sunt cursuri meandrate.

9.f.Coeficientul de ramificare al râurilor

În diferite stadii de evoluţie, râurile prezintă o serie de braţe laterale care închid între ele grinduri sau ostroave (fig.163). Valoarea acestei ramificaţii se exprimă printr-un coeficient

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ce se obține ca raport între suma lungimii brațelor și lungimea cursului, considerată de-a lungul albiei principale (A-B). Acest coeficient poate fi exprimat prin relația:

$$K_d = \frac{l_1 + l_2 + l_3 + ... + l_{n-1} + l_n + L}{L}.$$

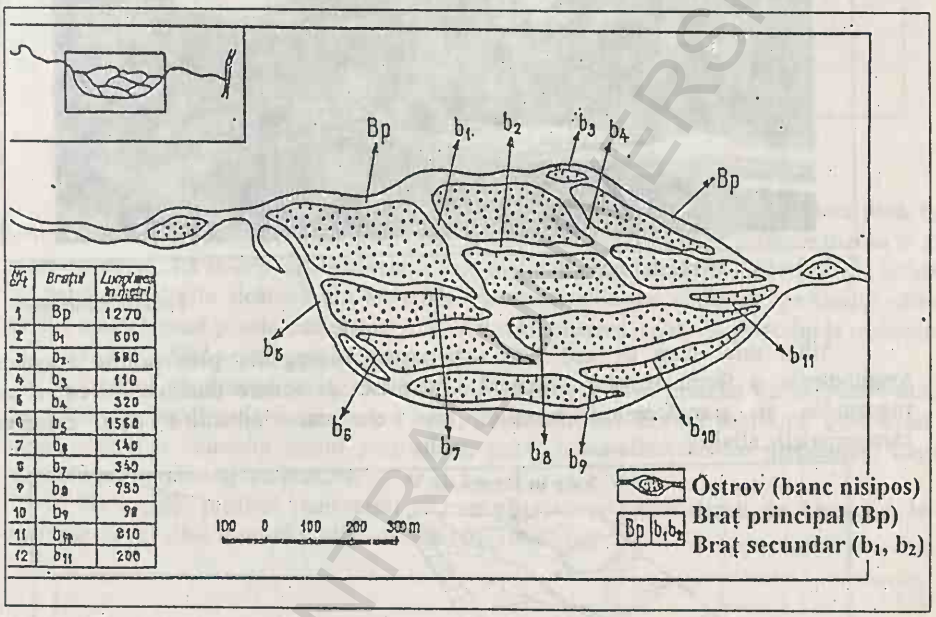
unde:

K_d = coeficientul de ramificare;

$l_1, l_2, l_3 ...$ = lungimea brațelor secundare (laterale);

L = lungimea albiei principale (de la A la B).

Coeficientul de ramificare este necesar în studierea evoluției albiei și în calcularea volumului lucrărilor de dragare.



Nr.	Brațul	Lungimea în metri
1	Bp	1270
2	b_1	500
3	b_2	580
4	b_3	110
5	b_4	320
6	b_5	1560
7	b_6	140
8	b_7	340
9	b_8	930
10	b_9	98
11	b_{10}	210
12	b_{11}	200

Fig.163 Sector de râu ramificat

9.g.Schema hidrografică a râurilor

Când se cunoaște lungimea rețelei sistemului hidrografic se poate întocmi schema hidrografică a râului. Aceasta indică: locul de vărsare a afluenților în râul principal, distanța de la izvoare, lungimea afluenților, localitățile și centrele pe care le străbate râul, precum și o serie de construcții care traversează râul principal sau sunt așezate de-a lungul său. Scara de reprezentare se alege în funcție de scopul urmărit și de gradul de detaliere.

10.Albia cursurilor de apă

10.a.Definiție

Albia reprezintă partea inferioară a unei văi, ocupată permanent sau temporar de curentul de apă ce provine din colectarea precipitațiilor (foto 25). Prin urmare, albia formează suportul solid pe care vehiculează curentul de apă cu direcție amonte-aval. Așezată pe structuri geologice tari, albia modelează forma curentului și îi imprimă direcțiile de curgere;

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pe structuri aluvionare, curentul de apă (prin erodări și depuneri), își modelează singur albia pentru a corespunde legilor sale de mișcare (fig.164).

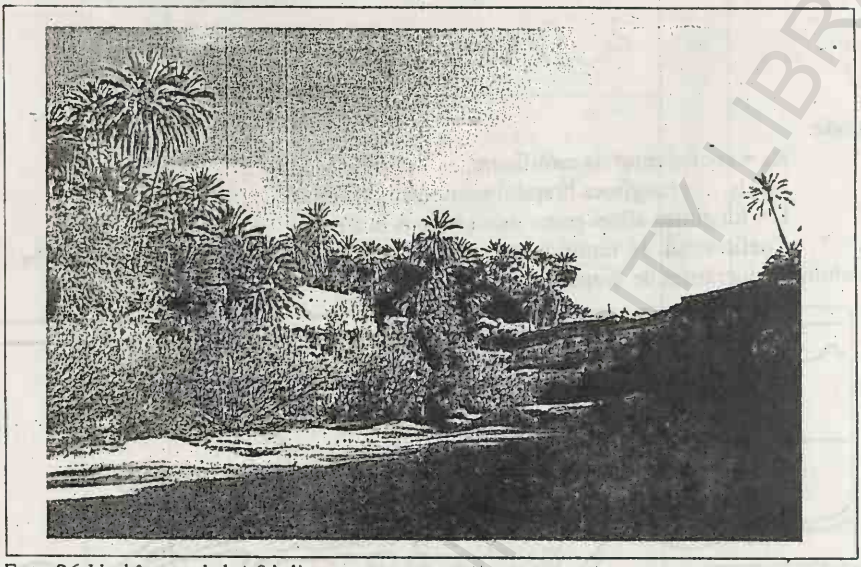


Foto 26 Ued în nordul Africii

Foto Gh.Romanescu

Albia unui curs de apă este determinată hidrografic prin profile transversale, longitudinale și forma în plan orizontal. Din punct de vedere dinamic, în cadrul albiei, rugozitatea și granulometria pereților sunt elemente hidraulice care completează caracteristicile albiilor.

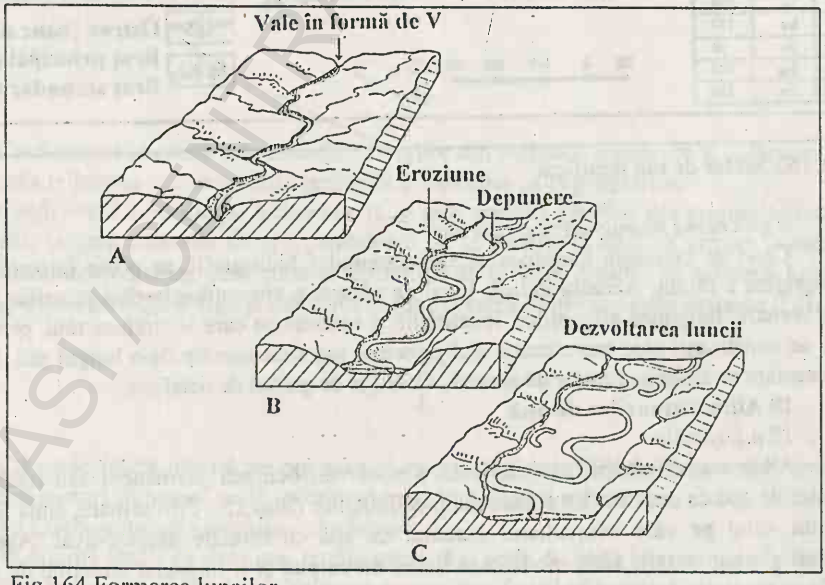


Fig.164 Formarea luncilor

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Una din cele mai generale clasificări pentru albiile de râu este în funcție de alcătuirea geologică a regiunii pe care o străbat cursurile de apă. În acest caz se disting:

- albii în roca în loc;
- albii semicontrolate de roca în loc;
- albii aluviale (fig.165).

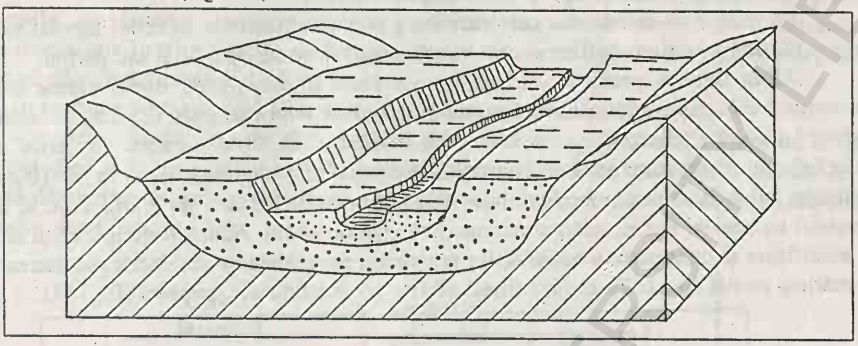


Fig.165 Albi aluviale terasate

Albiile care se adâncesc în roca în loc au patul și malurile alcătuite din rocă dură, fapt pentru care sunt mai stabile. Cele din a doua categorie numai local sunt formate în roca în loc, în rest se manifestă în depozitele aluviale; cele mai multe dintre albiile existente sunt aluviale (au patul și malurile alcătuite din materiale transportate de râu și depuse pe fundul văilor). Albiile aluviale sunt și cele mai instabile, dată fiind rezistența slabă a subtratului la eroziune.

10.b.Profilul transversal al albiei

Profilul transversal reprezintă intersecția râului la nivel maxim cu un plan vertical, perpendicular pe direcția de curgere a apei, în punctul dat. Forma profilului transversal al albiei, numai în anumite cazuri particulare, poate fi asimilată cu un dreptunghi, trapez, parabolă sau combinații cu acestea.

De regulă, profilul transversal al cursurilor de apă este destul de neregulat, la el distingându-se: albia minoră și albia majoră (fig.166).

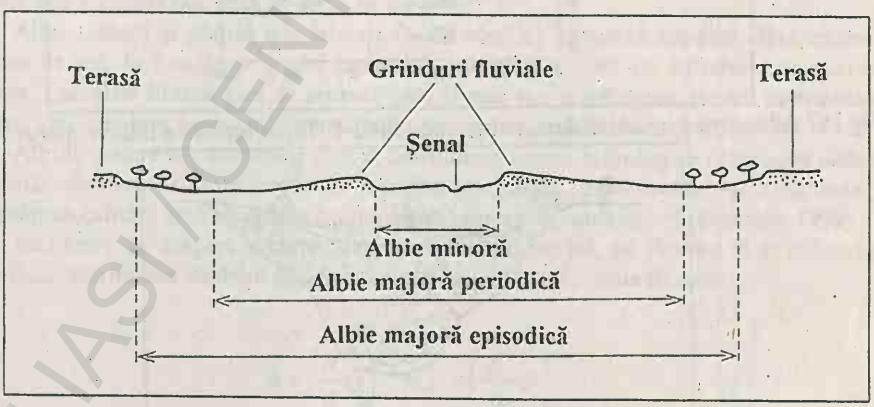


Fig.166 Elementele unei văi

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

10.b.1.Albia minoră (principală) reprezintă partea mai adâncă a văii, acoperită permanent cu apă, unde părţile laterale pot avea apă numai o anumită parte din an. Este săpată, de obicei, în aluviuni şi mai rar în roca dură (parentală). Pe fundul său se află talvegul.

10.b.2.Albia majoră (lunca) reprezintă părţile laterale ale văii, mai dezvoltate în suprafaţă. Sunt acoperite cu apă doar în timpul viiturilor.

La râurile de munte sau cele care curg prin văi încastrate în relief tabular sau cu roci dure – văi de tip canion, defilee şi chei - , albia majoră poate lipsi total sau parţial.

Albia minoră prezintă dimensiuni variabile în funcţie de dimensiunea reţelei şi a bazinului hidrografic. Râurile mici prezintă adâncimi cuprinse între 0,5-2m, iar cele mari de 4-5m. La fluvii, adâncimile pot varia atât în funcţie de tipul cursului (superior, mijlociu, inferior), cât şi de dimensiunea bazinului hidrografic: pot ajunge până la 90-100m. Pentru Amazon, albia în cursul inferior atinge –92m, iar pentru Dunăre, pe braţul Tulcea, în dreptul oraşului cu acelaşi nume, adâncimea maximă este de –41m. Adâncimile în cadrul albiilor pot fi modificate şi ca urmare a activităţilor antropice, prin tăierea meandrelor, scurtarea traseului şi mărirea pantei (fig.167). În faza finală albiile pot fi colmatate complet (fig.168).

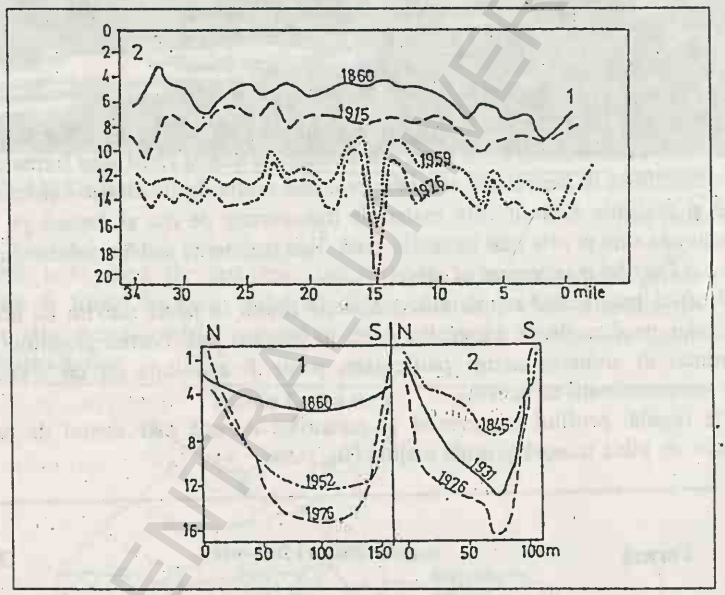


Fig.167 Adâncirea braţului Sulina, în perioada 1860-1976, ca urmare a intervenţiei antropice

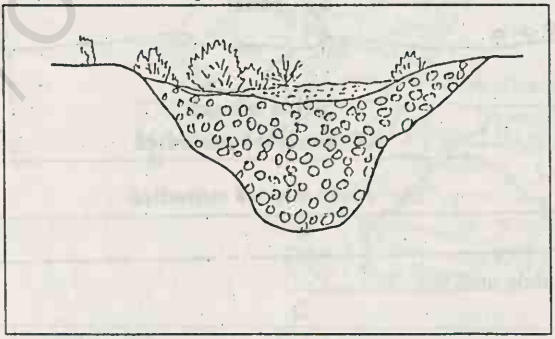


Fig.168 Secţiune printr-o albie părăsită

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Albia minoră a cursurilor de apă cu curgere permanentă este delimitată de cele două maluri. În funcție de structura geologică, malurile, în profil transversal, au înclinări care variază de la poziția verticală până la înclinări de 1/5. Linia adâncimilor maxime pe firul albiei minore, în profil transversal și longitudinal, poartă denumirea de talveg.

În locurile unde interacțiunea dintre curent și albie este puternică, profilele transversale, pe anumite sectoare, suferă modificări importante care trebuie înregistrate. Aceste modificări sunt provocate de eroziunea care are loc în patul albiei sau de depunerile aluvionare când acesta suferă o ridicare.

În secțiunea transversală albia majoră dispune de trei zone distincte:

- o zonă înălțată, față de albia minoră și luciul apei, ce prezintă înălțimi de la câțiva centimetri până la 2-3m și chiar mai mult; este situată în imediata apropiere a luciului de apă și poartă denumirea de *grinduri fluviale (longitudinale)*. Înălțarea lor se datorează aluvionării din timpul viiturilor (fig.169);

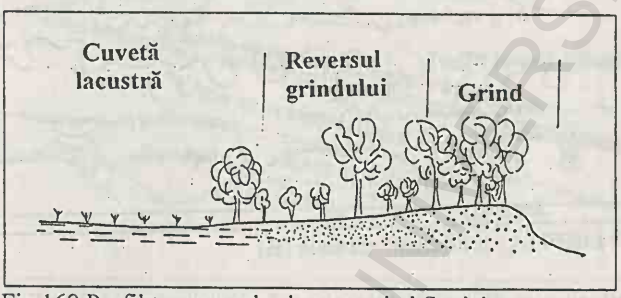


Fig.169 Profil transversal printr-un grind fluvial

- o zonă de tranziție, mai coborâtă și mai netedă, cunoscută sub numele de *lunca centrală*. Ocupă cea mai mare suprafață din cadrul luncii (fig.170);

- zona cea mai joasă, alungită, situată între lunca centrală și versant, poartă încă amprenta unor vechi albii minore. Este cunoscută sub numele de *lunca preterasă* și mijlocește trecerea spre versantul propriu-zis al văii. Nivelul freatic este ridicat, legat, în primul rând, de nivelul râului, dar și de aportul apei provenite de pe versanți. Sunt frecvente înmlăștinirile și vegetația este higrofilă (stufăriș, păpuriș, trestie).

Albia minoră și părțile sale laterale (adică luncile) formează așa-zisa albia majoră a unui curs de apă. În funcție de gradul inundabilității, albia majoră are întinderi mai mari sau mai mici. Calculele hidrologice de probabilitate și cele pur hidrologice, permit determinarea întinderii albiei majore pentru diferite asigurări de depășire a debitelor maxime.

Albiile majore ale cursurilor de apă îndeplinesc funcții hidrologice (atenuarea undelor de viitură, stabilizarea liniei malului, reîncărcarea pânzei freatice etc.) și contribuie la îmbunătățirea calității apei (reținerea sedimentelor, absorbția nutrienților) (Diaconu, 1999).

Secțiunile de curgere a curentului, în profil transversal, au lățimea B și adâncimea medie Y_{med} determinate de debit (Q). În acest caz se propune formula Blanch:

$$B = \left(\frac{\alpha}{\beta} Q\right)^{\frac{1}{2}}; \; y_{med} = \left(\frac{\beta^2}{\alpha} Q\right)^{\frac{1}{3}}.$$

unde:

α şi β = parametri în funcţie de granulozitatea şi forma profilului.

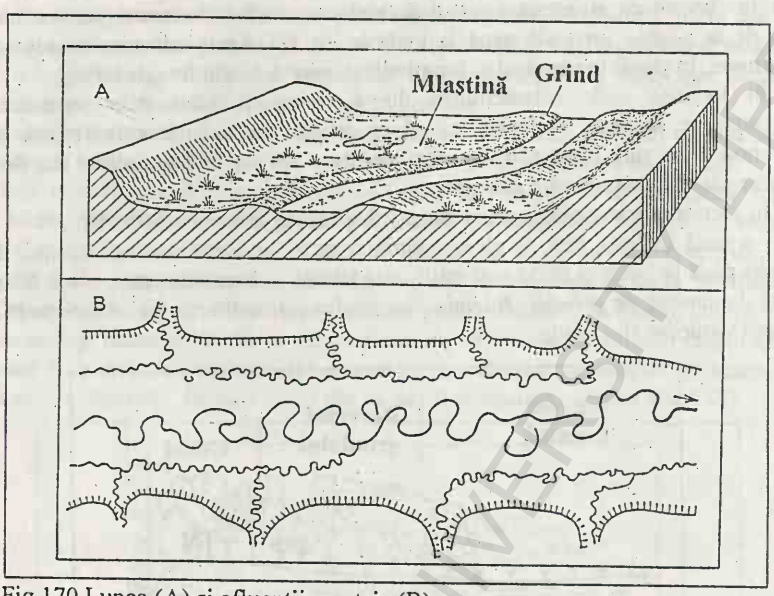


Fig.170 Lunca (A) şi afluenţii acesteia (B)

Linia oglinzii apei din profilul transversal al albiei nu este perfect orizontală deoarece există în masa de apă o serie de curenţi secundari. În timpul debitelor mari, pe sectoare rectilinii, suprafaţa liberă a apei capătă o formă convexă, cu cote mai ridicate către centrul albiei; la debite mici suprafaţa liberă a apei devine concavă, cu cote mai ridicate spre maluri (fig.171). Profilul oglinzii de apă este modificat în funcţie de morfologia patului. Pe sectoarele în curbă (cele meandrate) linia suprafeţei libere se înclină, deţinând cote mai mari spre malul concav şi mai coborâte la malul convex. Diferenţa Δ_y se poate calcula conform relaţiei:

$$\Delta_y = \frac{B}{R} * \frac{V^2}{g} [m]$$

unde:

B = lăţimea oglinzii apei (m);
R = raza medie a sectorului de albie care conţine profilul (m);
V = viteza media a curentului în profil (m/s);
G = acceleraţia gravitaţională (m/s^2).

Profilul transversal al albiei unui râu este limitat, la partea inferioară, de fund, iar lateral, de maluri (fig.172).

Din punct de vedere hidrologic, la un profil transversal, în mod obişnuit, se disting:

- suprafaţa secţiunii transversale a albiei până la nivelul maxim;
- suprafaţa secţiunii transversale a albiei la un moment dat. În cadrul acestei suprafeţe se disting: o secţiune cu spaţiu activ şi alta cu spaţiu inactiv (când râul este fără pod de gheaţă); în cazul în care râul prezintă un strat de gheaţă, se deosebesc: secţiunea activă, spaţii

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

inactive, secțiunea năboiului (gheață spongioasă netransparentă), secțiunea gheții, secțiunea zăpezii, uneori secțiunea cu aer cuprins între podul de gheață (suspendat) și nivelul râului.

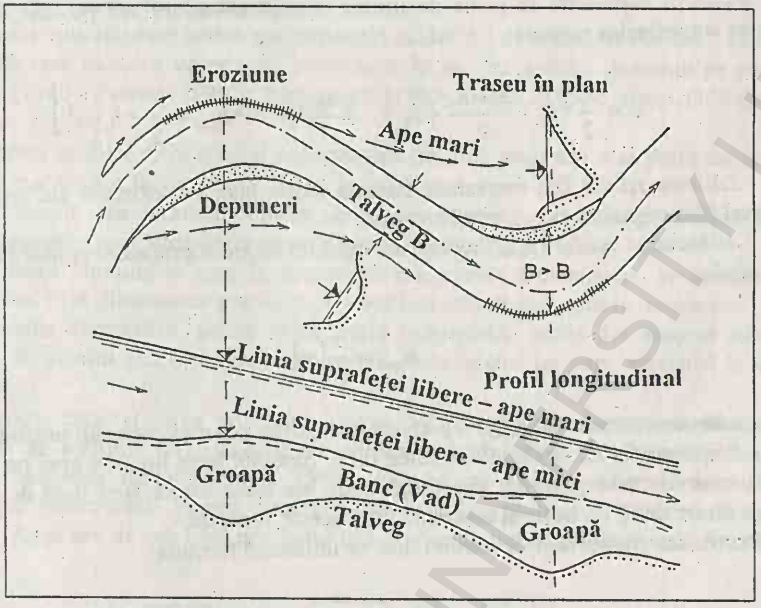


Fig.171 Profilul longitudinal și forma plană a unui curs de apă

a. Suprafața totală a secțiunii reprezintă suprafața limitată de fundul albiei râului și linia nivelului maxim.

b. Suprafața activă reprezintă partea din suprafața secțiunii în care se pune în evidență mișcarea apei.

c. Suprafața inactivă reprezintă partea secțiunii în care nu este evidentă mișcarea (viteza este nulă).

Secțiunea activă a râului se caracterizează printr-o serie de elemente morfometrice:

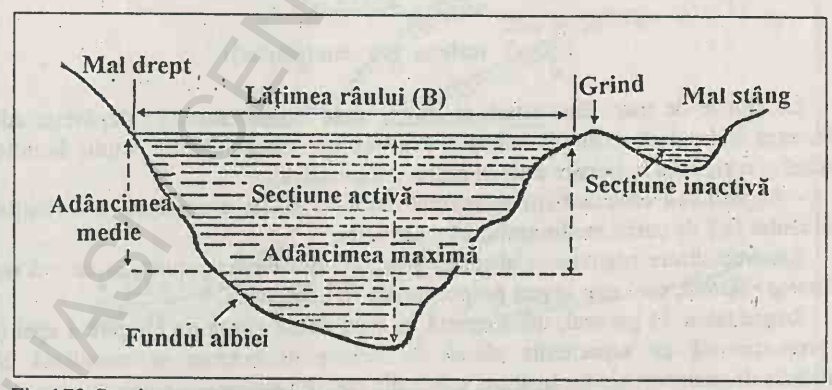


Fig.172 Secțiune transversală printr-un curs de apă

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- *Suprafaţa secţiunii active* (ω) este determinată pe baza adâncimilor măsurate în teren după ce în prealabil s-a întocmit un grafic al secţiunii transversale a albiei.

Valoarea suprafeţei se poate determina prin planimetrare sau pe cale analitică, prin însumarea suprafeţelor parţiale:

$$\omega = \frac{h_1}{2} * b_1 + \frac{h_1 + h_2}{2} + b_2 + ... + \frac{h_{n-1} + h_n}{2} * b_{n-1} + \frac{h_n}{2} * h_n [m^2.]$$

- *Lăţimea râului* (B) reprezintă distanţa dintre punctele extreme ale apei pe profilul transversal (dintre maluri la contactul cu apa).

- *Adâncimea medie* (h_{med}) reprezintă raportul dintre suprafaţa secţiunii transversale şi lăţimea râului:

$$h_{med} = \frac{\omega}{B} [m]$$

- *Adâncimea maximă* (h_{max}) reprezintă adâncimea cea mai mare din profilul ridicat.

- *Perimetrul udat* (P) este lungimea liniei fundului între limitele apei pe profil, adică suma ipotenuzelor triunghiurilor dreptunghiulare ale căror catete sunt date de diferenţa de adâncime dintre două verticale şi distanţa dintre aceste verticale.

Pentru determinarea perimetrului udat se utilizează formula:

$$P = \sqrt{b_1^2 + h_1^2} + \sqrt{b_2^2 + (h_2 - h_1)^2} + ... + \sqrt{b_n^2 + h_n^2} [m]$$

unde:

P = perimetru udat;

b_1, b_2, b_n = distanţa dintre verticale;

h_1, h_2, h_n = adâncimea în verticale de sondaj.

- *Raza hidraulică* (R) reprezintă raportul dintre suprafaţa secţiunii (ω) şi perimetru udat (P):

$$R = \frac{\omega}{P}.$$ (este un element teoretic).

La râurile de mari dimensiuni şi fluvii, unde lăţimea acestora depăşeşte adâncimea medie, raza hidraulică poate fi substituită adâncimii medii. Pentru studii hidrologice se utilizează şi rezistenţa la frecare a albiei râului (rugozitatea).

- *Rugozitatea absolută* (ρ) reprezintă valoarea medie a depăşirii asperităţilor de pe fundul râului faţă de curba medie continuă a fundului.

Raportul dintre rugozitatea absolută şi adâncimea medie a cursului de apă reprezintă *rugozitatea relativă*, care este invers proporţională cu adâncimea.

Rugozitatea, în general, influenţează în mod direct viteza de curgere a apei în râu şi este proporţională cu asperităţile albiei. În funcţie de aceasta se manifestă diferit şi modalităţile de transport ale încărcăturii solide din cadrul râurilor.

10.c.Profilul longitudinal al râurilor

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Profilul longitudinal al râurilor imprimă unul din cele mai interesante caractere apelor curgătoare. El reprezintă transpunerea în plan vertical a liniei talvegului şi a liniilor suprafeţei libere la anumite asigurări ale debitului.

Panta unui râu este invers proporţională cu debitul de apă scurs (Gilbert, 1877). Printre cercetătorii care au adus contribuţii importante la analiza acestui domeniu se pot remarca: Ivanovici (1940), Ivanov (1952), Makaveev (1955), Hack (1957), Birot (1961), Zăvoianu (1978) etc.

Forma profilelor, în special concavitatea lor, mai mult sau mai puţin accentuată, este rezultanta mai multor factori:

- concentrarea debitului colectat de reţeaua de drenaj într-o singură albie, care are ca rezultat creşterea capacităţii de transport a cursului principal;
- uzura aluviunilor care le determină micşorarea dimensiunii; se produce în orice sector de râu. Prin diminuarea granulozităţii pot fi antrenate mai uşor în mişcare;
- panta versanţilor, pentru orice bazin hidrografic, scade din amonte spre aval, cu influenţe, în primul rând, asupra dimensiunii materialelor pe care versanţii le dă albiilor (Birot, 1961).

Pentru caracterizarea profilului longitudinal s-a propus încadrarea acestuia într-un dreptunghi de înălţime (H) egală cu altitudinea izvorului de la confluenţă şi lungimea (L) egală cu lungimea râului (Ivanov, 1952). Patrulaterul este împărţit în două de profilul longitudinal reprezentat. Pentru caracterizarea formei profilului se determină suprafaţa de deasupra (S_s) şi cea de sub linia profilului (S_i). Raportul dintre cele două redă forma profilului (I_p):

$$I_p = \frac{S_s}{S_i}.$$

Când valoarea indicelui este >1 profilul are configuraţie concavă ceea ce demăscă că este evoluat. Când valoarea este egală cu unitatea, profilul este drept. Când este <1 devine convex şi presupune existenţa unui traseu tânăr (fig.173).

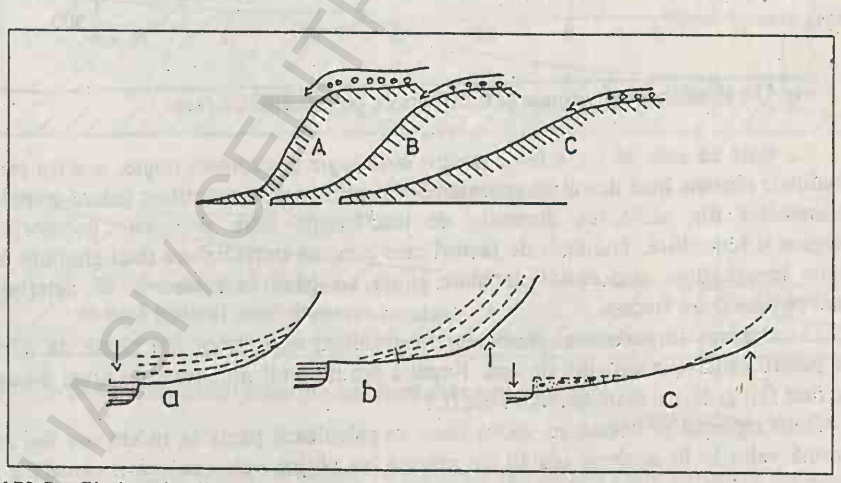


Fig.173 Profile longitudinale pentru diferite stadii de evoluţie: A,B,C-torenţi; a,b,c,-râuri.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

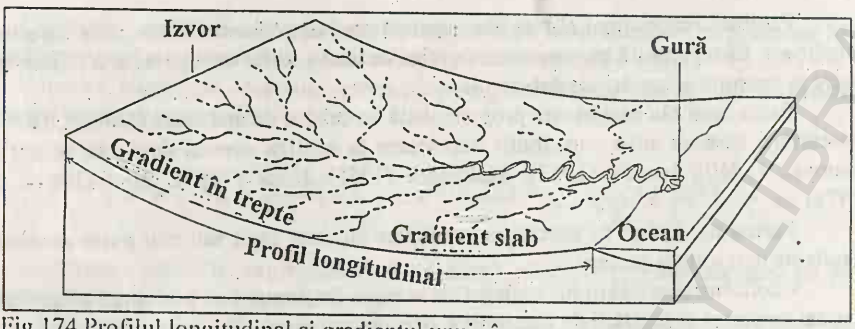


Fig.174 Profilul longitudinal şi gradientul unui râu

Dacă se are în vedere că profilul longitudinal al unui curs de apă reprezintă o succesiune de puncte a căror poziţie spaţială este dată de altitudine şi de distanţa de la izvor sau de la vărsare, înseamnă că forma lui depinde de aceste două elemente şi de factorii care le determină (Zăvoianu, 1978). Un rol foarte important revine rocilor care intră în alcătuirea regiunii, evoluţiei paleogeografice şi mişcărilor tectonice negative sau pozitive (fig.174).

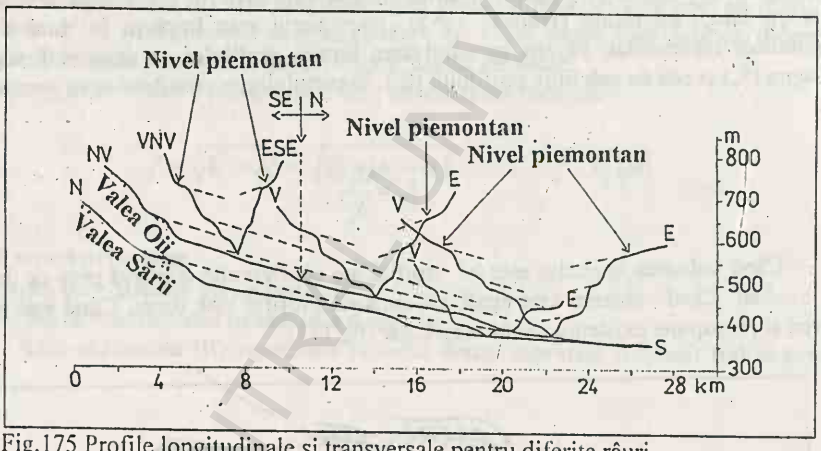


Fig.175 Profile longitudinale şi transversale pentru diferite râuri

Cu toate că este de mare folos pentru hidrologie şi geomorfologie, analiza profilelor longitudinale rămâne încă destul de greoaie. Cauza principală o constituie marea complexitate a fenomenelor din albie, ca domeniu de interferenţă între procesele geomorfologice, hidrologice şi hidraulice. Numărul de factori care concură la realizarea unei anumite forme a profilului longitudinal este destul de mare şi nu s-a găsit încă metoda de determinare a ponderii pe care o are fiecare.

Un element important al profilului longitudinal este panta. Ea poate da informaţii asupra puterii erozive a cursului de apă. Rezultă din raportul diferenţei de nivel dintre două puncte date (H_1 şi H_2) şi distanţa dintre ele (L).

Dacă raportul se obţine cu valori reale se calculează panta în m/km sau ‰; când se transformă valorile în aceleaşi unităţi de măsură, se obţine valoarea dimensională a pantei (fig.175).

Evoluţia profilului longitudinal al râurilor este în strânsă dependenţă cu: natura şi structura geologică, regimul climatic, gradul de evoluţia al văii, debitul râului, intervenţia

antropică etc. (fig.176,177). Pentru râurile cu caracter torențial, sau cele situate în structuri geologice variate, profilul longitudinal se prezintă în trepte. Apariția accidentelor se explică prin faptul că râul, în evoluția sa, nu a avut suficient timp să-și erodeze patul deoarece curge peste roci cu rezistență diferită. Treptelor din profilul longitudinal le corespund, pe cursul principal, cascadele, repezișurile etc.

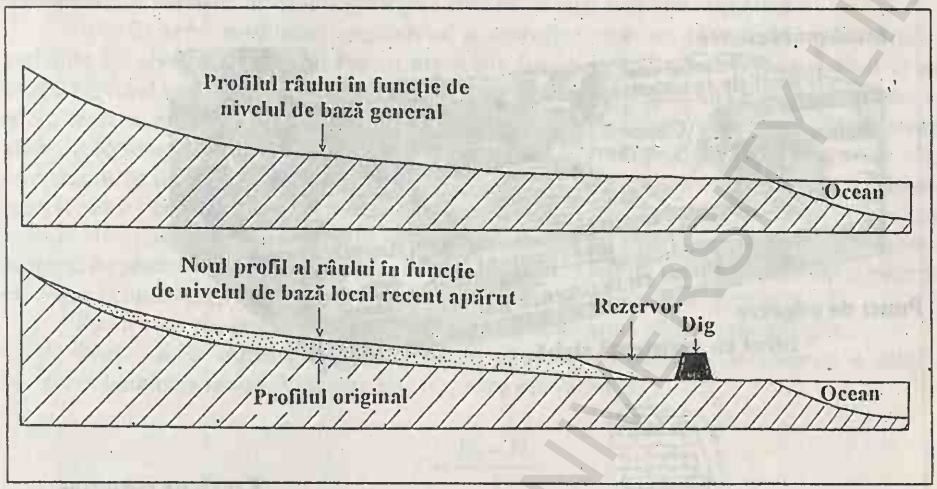


Fig.176 Evoluția unui profil longitudinal după ridicarea unui baraj

după Tarbuck, Lutgens, 1993

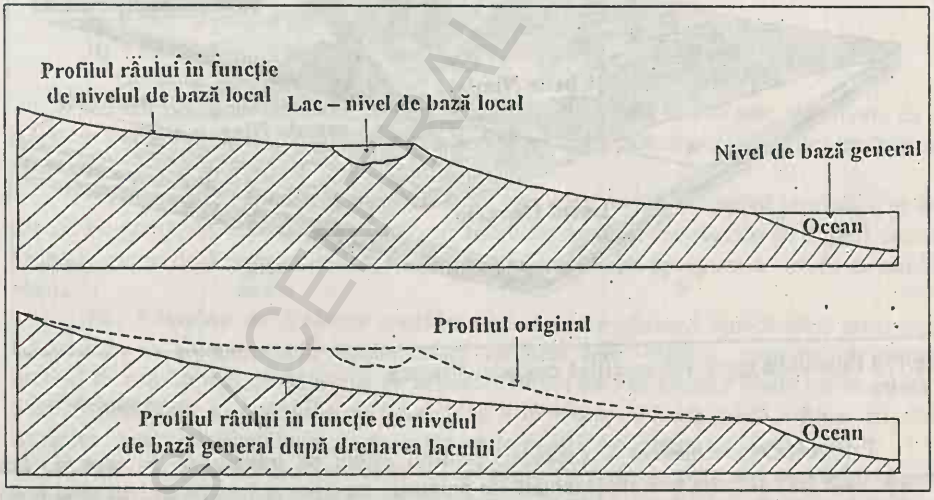


Fig.177 Evoluția unui profil longitudinal după drenarea unui lac

după Tarbuck, Lutgens, 1993

10.c.1.Cascada apare, de obicei, în regiunile faliate sau unde structura geologică este diferită. Profilul longitudinal al râului prezintă o cădere importantă pe verticală. În cazul cascadelor, eroziunea nu se face liniar ci prin fenomenul de evorsiune (fig.178): apa care cade

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de la diferite înălțimi dă naștere unor vârtejuri; acestea antrenează pietrișuri și nisipuri care contribuie, la rându-le, la accentuarea eroziunii și formarea unor marmite sau bulboane ce se lărgesc treptat și duc la subminarea albiei și prăbușirea pachetelor de straturi rămase fără suport. Eroziunea regresivă, în acest caz, este foarte puternică și tinde să atenueze abruptul.

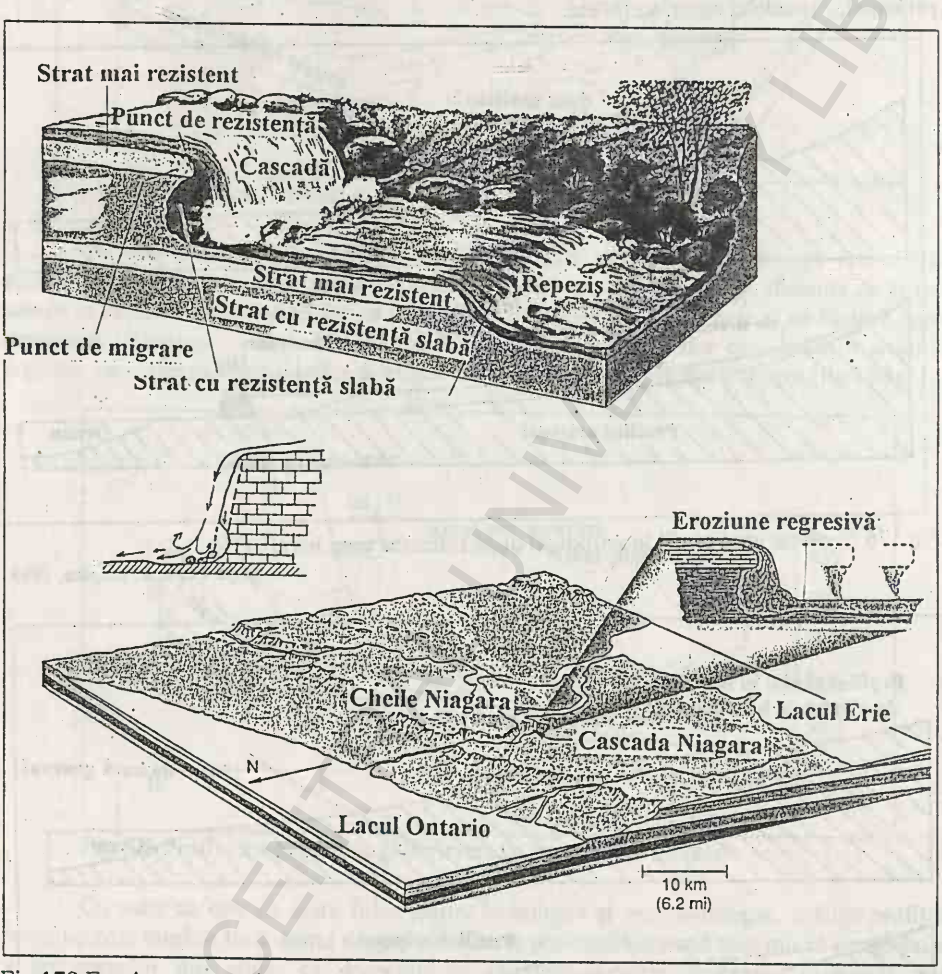


Fig.178 Eroziunea regresivă specifică cascadei Niagara

după Hamblin, 1992

Prin evoluția regresivă a cascadei, profilul râului se transformă în repeziș; faza intermediară spre repeziș este reprezentată de pragurile care pot apărea pe traseul unui profil longitudinal, fie izolat, fie succesiv. Pe repeziș, apa nu mai cade vertical ci pe trepte structurale mici sau pe un plan înclinat: Angel, pe râul Caroni (Venezuela), cu o cădere de 978m; Victoria, pe Zambezi, cu 122m; Niagara, între Canada și S.U.A., cu 50m; Bâlea, în Munții Făgăraș; Vânturișu, în Munții Bucegi; Duruitoarea, în Munții Ceahlăului etc.

Repezișurile sunt sectoare ale cursului de apă, cu pante accentuate, cauzate de structura geologică, unde scurgerea este rapidă.

Pragurile sunt sectoare ridicate de pe fundul albiei minore, care produc o creştere a vitezei de curgere din cauza reducerii adâncimii. Apar în locurile cu roci dure sau de depunere a materialului aluvionar.

Profilul longitudinal al oglinzii apei se apropie de cel al albiei propriu-zise. Deosebirea constă în faptul că profilul albiei prezintă mai multe denivelări datorate rugozităţii, depunerilor aluvionare, structurii geologice etc.; cel al apei este mai accentuat.

10.c.2.Curba profilului longitudinal a suprafeţei apei se găseşte în raport direct cu variaţiile de nivel ale acesteia. Pentru nivelurile foarte scăzute profilul longitudinal al apei capătă aspectul unor trepte care coboară spre gura de vărsare. Odată cu creşterea debitului, apa se va revărsa peste praguri, cu viteze mici, producând repezişuri şi acoperă astfel întreaga albie. În sectoarele cu concavităţi, viteza apei este mică, în timp ce deasupra pragurilor viteza este mai mare (aproximativ identică cu cea din talveg). La o creştere şi mai mare a debitului, pantele albiei cresc la praguri şi scad la concavităţi. În faza când apele cresc foarte mult, pantele albiei se nivelează. Variaţia pantelor este legată de fluctuaţia nivelului, de viteza de curgere, de procesul de eroziune şi acumulare. În cazul nivelului ridicat se produce o puternică eroziune a concavităţilor şi o acumulare a materialului în zonele cu asperităţi.

Panta unui râu poate fi studiată sub două aspecte: panta albiei şi panta oglinzii.

Panta râului reprezintă raportul dintre altitudinea punctului de izvor şi a celui de vărsare şi lungimea râului. Valoarea pantei rezultă din formula:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L},$$

unde:

I = panta;

H_1 = cota nivelului punctului superior;

H_2 = cota nivelului punctului inferior;

L = distanţa dintre puncte.

Cu cât diferenţa de nivel dintre cele două extreme ale râului este mai mare, cu atât panta este mai accentuată. Valoarea pantei se exprimă în grade, metru pe metru sau metru pe kilometru.

Profilul albiei râului suferă transformări evolutive: în stadiul iniţial prezintă o serie de rupturi de pantă; în stadiul intermediar, rupturile de pantă se atenuează; în stadiul evoluţiei avansate, rupturile de pantă dispar aproape complet (râul poate ajunge la un profil de echilibru ideal).

10.c.3.Profilul de echilibru specific unui râu se realizează atunci când eroziunea şi acumularea se compensează, tinzând către valoarea zero. Noţiune matematică abstractă, profilul de echilibru exprimă limita de acţiune a râului care se găseşte foarte rar în natură. El poate fi atins doar în condiţiile unei stabilităţi a nivelului de bază, adică a lipsei mişcărilor tectonice în cuprinsul bazinului, precum şi a uniformităţii îndelungate a climatului.

Profilul de echilibru este redat de o curbă parabolică, mai accentuată în regiunea izvoarelor şi foarte domoală spre gura de vărsare. În cadrul profilului, chiar dacă se menţin aceleaşi condiţii climatice, se produc şi unele schimbări:

- dacă în bazinul superior (alpin) al râului se produc mişcări tectonice pozitive, eroziunea va fi mai intensă în regiunea izvoarelor, iar pe cursul inferior se va accentua colmatarea;

- dacă bazinul superior suferă mişcări tectonice de coborâre, ritmul eroziunii se domoleşte şi creşte aluvionarea;
- dacă nivelul de bază (baza de eroziune) se ridică, colmatarea din bazinul inferior se măreşte;
- dacă nivelul de bază coboară, se accelerează eroziunea, mai ales cea regresivă chiar şi în cursul inferior.

10.d.Nivelul de bază (baza de eroziune)

Reprezintă locul de confluenţă sau de vărsare a unui râu într-un bazin lacustru, marin sau oceanic. Nivelurile de bază pot fi:

- generale (date de oceane);
- legate de mările continentale (Marea Neagră, Marea Caspică);
- locale (date de confluenţa a două râuri).

10.e.Configuraţia în plan a râurilor

În funcţie de configuraţia în plan a cursurilor de apă se pot distinge trei tipuri majore de albii (Leopold, Wolman, Miller, 1964):

- rectilinii;
- meandrate;
- împletite.

10.e.1.Albiile rectilinii

"Albiile de râu cu traseu drept sunt atât de rare încât aproape că nu există" (Leopold, Wolman, 1957). În totalul general al albiilor, ele deţin o pondere foarte redusă. Segmentele drepte de albie rareori depăşesc de zece ori lăţimea albiei minore. Rectiliniaritatea este considerată o stare temporară în comportarea albiilor, comparativ cu meandrarea, care este o stare des întâlnită în natură (Langbein, Leopold, 1966). Convenţional, se consideră rectilinie, albia cu indicele de sinuozitate mai mic de 1,1 (Schuman, 1977; Richards, 1982) sau 1,5.

Ca urmare a studiilor întreprinse asupra morfologiei curgerii apei, ratei transportului aluvionar, faciesului de albie etc. s-a demonstrat şi accentuat starea de "temporalitate" a albiilor drepte în devenirea lor spre tipul meandrat (Leopold, Wolman, 1957; Langbein, Leopold, 1966; Leopold, 1982). La nivelul morfologiei albiei s-a arătat că:

- deşi albia, în plan, este dreaptă, talvegul are un traseu sinuos;
- secvenţa vaduri-adâncituri se organizează după aceleaşi legi ca în râurile meandrate sau împletite.

Morfologia apei este controlată de fenomenul cunoscut sub numele de "circulaţia secundară" a apei care se suprapune peste circulaţia principală, în direcţia aval, aceasta fiind cauzată de:

- crearea turbulenţei datorată neregularităţii malurilor;
- diferenţa de densitate cauzată de variaţiile temperaturii sau concentraţiei de aluviuni;
- interacţiunea curgerii cu spaţiile "moarte" din colţurile secţiunilor transversale ale albiilor.

Traseul rectiliniu, odată instalat, se caracterizează printr-o stabilitate morfologică mare datorată capacităţii erozive limitate a albiilor în perimetrul lor; eroziunea malurilor se manifestă doar acolo unde se produce divergenţa în jurul vadului, iar eroziunea patului se produce unde are loc convergenţa curgerii în adâncuri. Albiile rectilinii reflectă condiţii de stabilitate relativă şi din punct de vedere al alcătuirii granulometrice. Patul albiilor este alcătuit, în general, din material grosier (pietriş, bolovăniş) pe care râul, cu sinuozitate şi putere scăzută de transport, nu-l poate pune în mişcare.

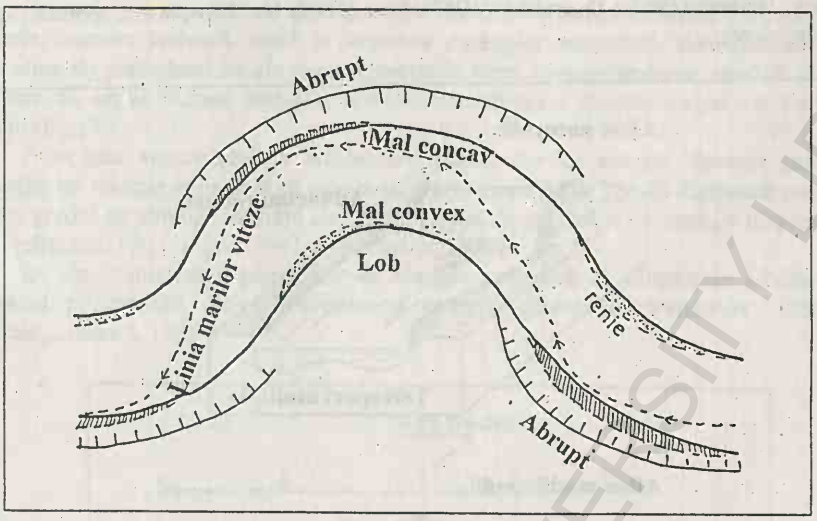


Fig.179 Elementele unui meandru

10.e.2.Albiile meandrate

Traseele în plan relativ stabil al albiilor de râu, formate într-un pat aluvionar, este traseul meandrat determinat de acțiunea eroziunii laterale. Sinuozitățile formate de râuri poartă denumirea de meandre și se formează datorită râurilor care în deplasarea lor lovesc malurile; repetabilitatea fenomenului determină eroziunea malurilor, transportul materialului desprins și depunerea acestuia. Prin eroziune se generează concavități, iar prin acumulare, bancuri de nisip sau pietriș în malul convex (fig.179).

Denumirea de "meandru", cu semnificația de curs sinuos, derivă de la hidronimul Maiandros (menționat pentru prima dată în Iliada lui Homer), dat unui râu din regiunea Anatoliei (Asia Mică). Primul studiu asupra râului Maiandros (Russell, 1954) s-a efectuat mult mai târziu, după ce s-a folosit deja denumirea în definirea râurilor sinuoase. Câteva lucrări din secolul al XIX-lea și începutul secolului XX au consacrat o mare parte din informații acestei terminologii (Adamis, 1848; Miller, 1883; Davis, 1902; Jefferson, 1902). Folosirea termenului "meandru" se datorează nu atât cunoașterii râului anatolian, cî mai curând hidronimului grecesc "maiandros" care, în traducere liberă, înseamnă "fluviu din Caris, celebru prin sinuozitățile sale". "Andros", în greacă, înseamnă râu sinuos.

Primele cercetări sistematice asupra albiilor meandrate au fost întreprinse de Davis (1902) și Jefferson (1902), acesta din urmă remarcând o puternică corelație între lungimea maximă a meandrelor și lungimea albiei. Inglis (1947) a introdus conceptul de lungime de undă. Contribuții importante au mai fost aduse de: Friskin (1945), Russell (1954), Dury (1954), Sundborg (1956), Leopold, Wolman (1957, 1960) etc. Râurile cu un coeficient de sinuozitate de 1,5 (1,1) sau mai mare sunt considerate ca fiind meandrate; cele sub acest coeficient sunt considerate ca fiind drepte.

10.e.2.1.Cauzele formării meandrelor sunt multiple și până astăzi nu s-a ajuns la o explicație unanimă.

Rotația Pământului ține cont de efectul Forței Coriolis care ar sta la geneza meandrelor. Teoria a fost pusă la punct de Eakin (1910) și susținută de Lacey (1922, 1923),

Chateley, Herbert (1958), Quaraishy (1943), Neu (1967) etc. Din păcate, ipoteza prezintă şi unele deficienţe:

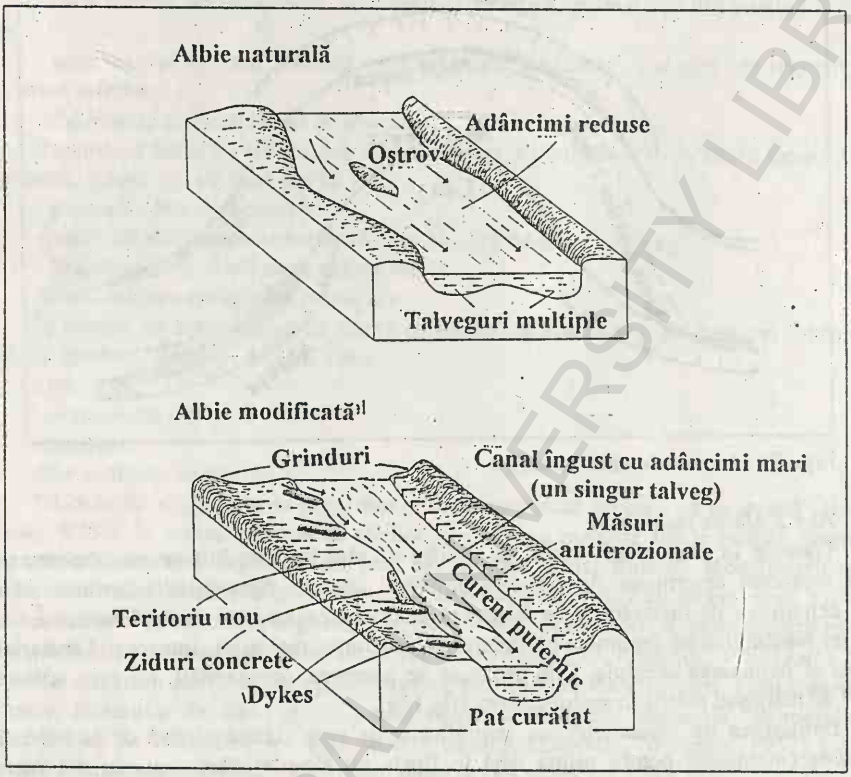


Fig.180 Evoluţia albiei fluviului Mississippi în sistem natural şi amenajat
după Jones, 1998

- şi râurile din preajma ecuatorului sunt meandrate deşi, ele ar trebui să fie rectilinii deoarece efectul rotaţiei este nul;

- efectul rotaţiei ar trebui să fie neglijabil la cursurile de apă de mici dimensiuni, dar şi acestea prezintă meandre.

Eroziunea malurilor sau alte perturbaţii locale. Mattes (1941) emite ipoteza cum că "orice perturbaţie locală apărută în calea curentului (aflux lateral de debit, eroziunea neuniformă a malurilor, obstacole etc.) are ca efect apariţia unei tendinţe de meandrare a traseului albiei, care se propagă spre aval".

Stabilitatea dinamică a curgerii. Hansen (1967) ajunge la concluzia că partea imaginară a expresiei care defineşte perturbaţia în cadrul patului iniţial al albiei este întotdeauna mai mare ca zero. Acest fapt indică existenţa unei tendinţe continui de meandrare a curentului.

Condiţiile topohidrografice. Meandrarea albiilor poate fi cauzată şi de neconcordanţa existentă pe unele sectoare ale cursurilor de apă, între caracteristicile hidraulice ale curentului şi condiţiile topografice locale.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Curenţii secundari. Când albia cursurilor de apă are maluri alcătuite din materiale uşor erodabile, acestea cedează rapid la acţiunea curenţilor secundari, formându-se astfel o multitudine de perturbaţii locale şi se dezvoltă în timp, transmiţându-se totodată în aval. În plan vertical, un asemenea fenomen, are loc doar în cazul în care numai patul albiei este erodabil (fig.180).

Principiul maximizării şi minimizării pierderilor de energie. Ipoteza maximizării pierderilor de energie consideră că prin meandrare, cursurile de apă îşi disipează surplusul de energie, gradul de sinuozitate fiind cu atât mai mare cu cât râul are o energie disponibilă mai mare (Jefferson, 1902; Inglis, 1947; Schoklitsch, 1950).

Ipoteza minimizării pierderilor de energie consideră că meandrele albiilor râurilor corespund principiului disipării minime a energiei curentului (Velicanov, 1958, 1962; Langhein, Leopold, 1966).

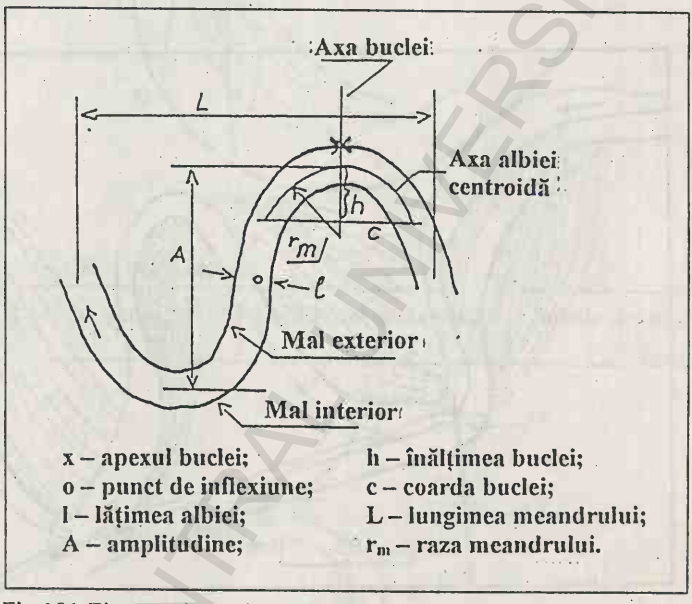


Fig.181 Elementele unui meandru

10.e.2.2.Terminologie şi definiţii

Pentru analiza unui curs de apă sinuos, unitatea morfometrică de bază o constituie bucla sau bucla de meandru. Delimitarea buclelor se face prin extremitatea corzilor cu continuitate de la o buclă la alta. Forma în plan a unei bucle se caracterizează prin (fig.181):

- lungimea buclei (c) – corespunde lungimii corzii buclei;
- înălţimea buclei (h) – este perpendiculara dusă din centrul corzii până la intersecţia cu axa albiei (la ape medii); corespund în acelaşi timp şi cu axa buclei;
- raza buclei (r) – reprezintă raza arcului de cerc în care se înscrie bucla;
- alungirea sau aplatizarea buclei – este definită ca fiind raportul dintre lungimea şi înălţimea buclei (c/h);
- sinuozitatea buclei sau indicele de sinuozitate – reprezintă raportul dintre lungimea albiei râului, măsurată între punctele de intersectare a corzii şi lungimea corzii;

- orientarea buclei – este dată de azimutul axei buclei şi redă direcţia de migrare a buclelor;
- apexul buclei – este punctul de intersecţie dintre înălţimea buclei şi malul concav;
- punctul de inflexiune – locul de legături între două bucle pe axa albiei (centroid);
- lungimea de undă sau pasul (λ sau L) – distanţa măsurată în linie dreaptă între capetele extreme ale celor două bucle;
- amplitudinea (A) – distanţa măsurată perpendicular pe lungimea meandrului, care oferă o imagine a lăţimii fâşiei active de meandru.

Ca urmare a faptului că în malul concav are loc un proces de eroziune, adică o avansare a albiei spre aval, iar în malul convex un proces de acumulare, meandrul avansează continuu modificându-şi traseul. Procesul în sine se poate observa şi pe cursul celui mai vechi braţ din Delta Dunării (Sf.Gheorghe) (fig.182).

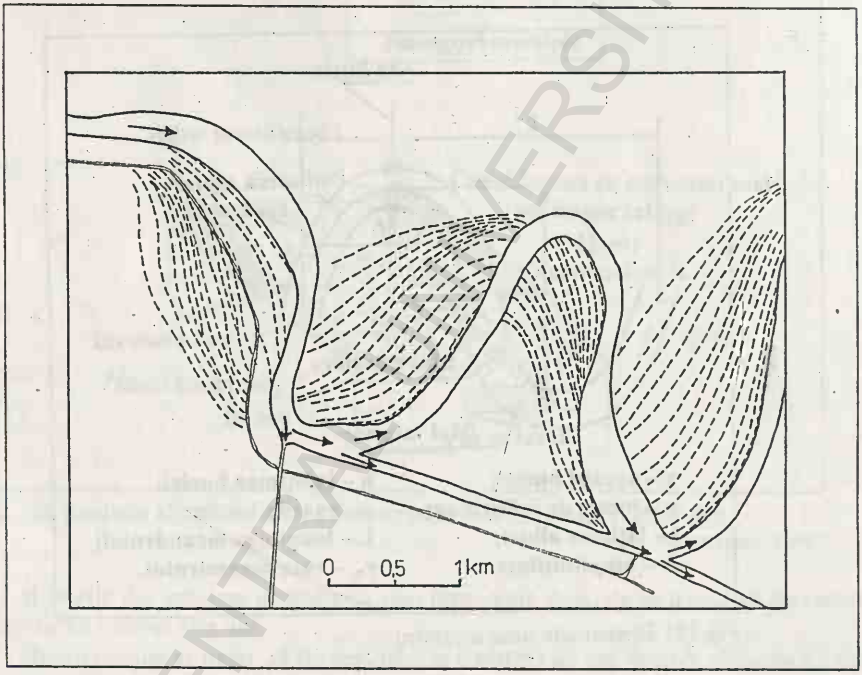


Fig.182 Reconstituirea meandrelor ce aparţin braţului Sf.Gheorghe (Delta Dunării)
după Romanescu, 1996

La debite normale şi mici, curentul principal al albiei curge prin albia minoră; la ape mari, curentul principal depăşeşte nivelul albiei minore şi se etalează pe o suprafaţă mult mai mare în funcţie de debit (fig.183). În profil transversal adâncimile din dreptul malului concav sunt mari şi cele din dreptul malului convex sunt mici (fig.184).

10.e.2.3.Principalele tipuri de curbe ale buclei:

- simple-simetrice (au doar un segment constant de curbură);
- bucle simple-asimetrice (au doar două segmente cu curbură constantă, dar lungimea corzii uneia dintre ele este mai mică decât raza);

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- bucle compuse (pot fi simetrice sau asimetrice şi includ două sau mai multe bucle simple a căror curbură poate fi "comună", dar nu obligatoriu direcţionată pe aceeaşi parte a râului).

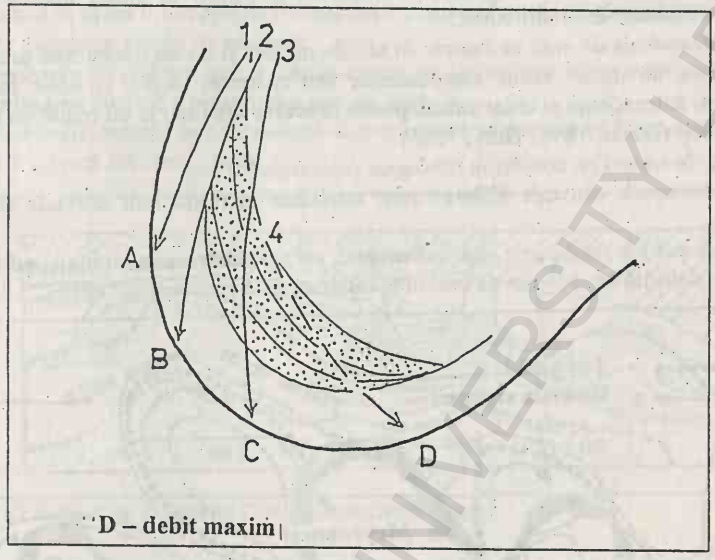


Fig.183 Migraţia punctului de impact al curentului în funcţie de debit

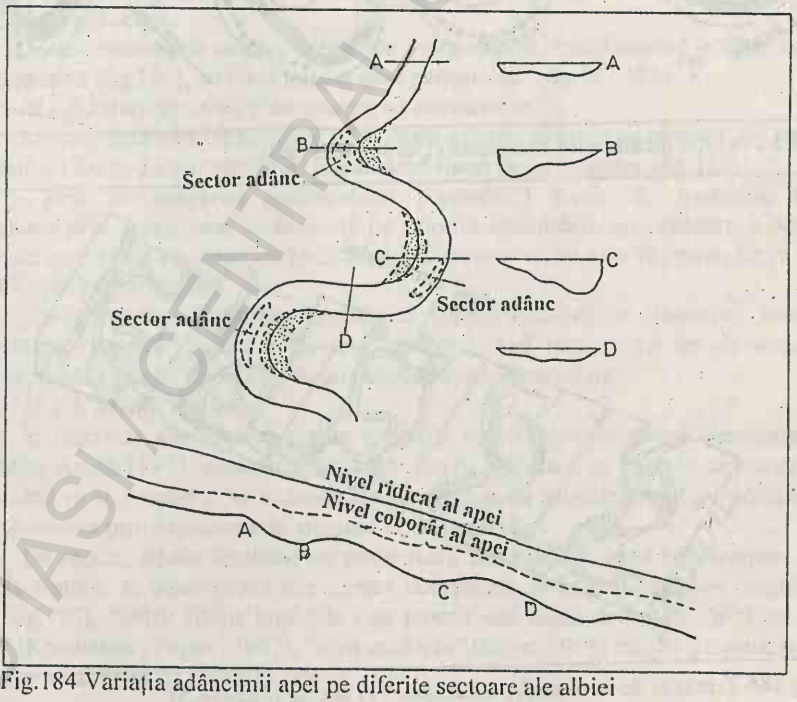


Fig.184 Variaţia adâncimii apei pe diferite sectoare ale albiei

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

10.e.2.4.Tipuri de meandre

I. În raport cu morfologia generală a fundului văii şi a văii în ansamblu

Meandrele de râu reprezintă sinuozităţile albiei minore propriu-zise desfăşurate pe fundul văii, adâncite, de regulă, în complexul aluvionar al albiei majore sau în terasele inferioare situate <20m altitudine.

Meandrele de vale se înscriu în albiile majore şi au un traseu mai mult sau mai puţin sinuos. Este un traseu vechi, antecuaternar sau cuaternar târziu. Cauzele formării lor sunt: epigeneza, antecedenţa şi chiar subadaptarea (trecerea unui râu la un regim cu ape mari la unul cu ape mici) (Davis, 1896; Dury, 1965).

II. În raport cu condiţiile litologice (substratul)

Meandrele aluviale (libere) sunt modelate în formaţiuni aluviale şi sunt cele mai frecvente.

Meandrele încătuşate sunt influenţate, cu precădere, de anumite condiţii tectonice sau litologice datorită unui regim de eroziune diferenţială a rocilor (fig.185).

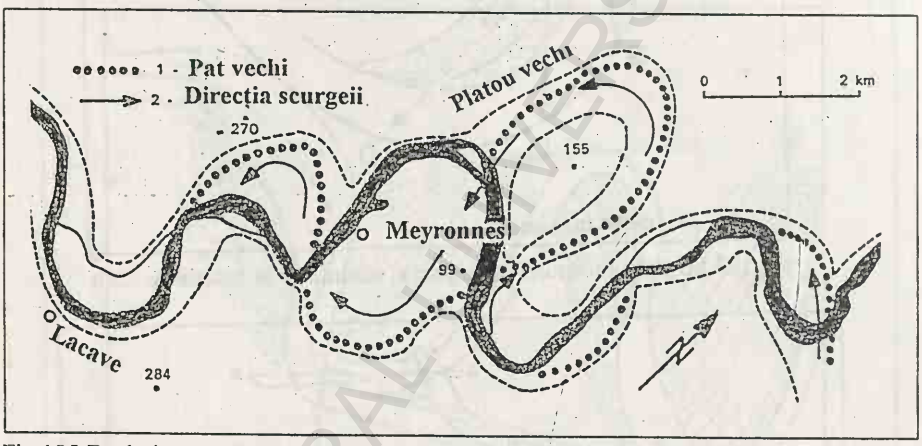


Fig.185 Evoluţia meandrelor încătuşate (Dordogne, Franţa)

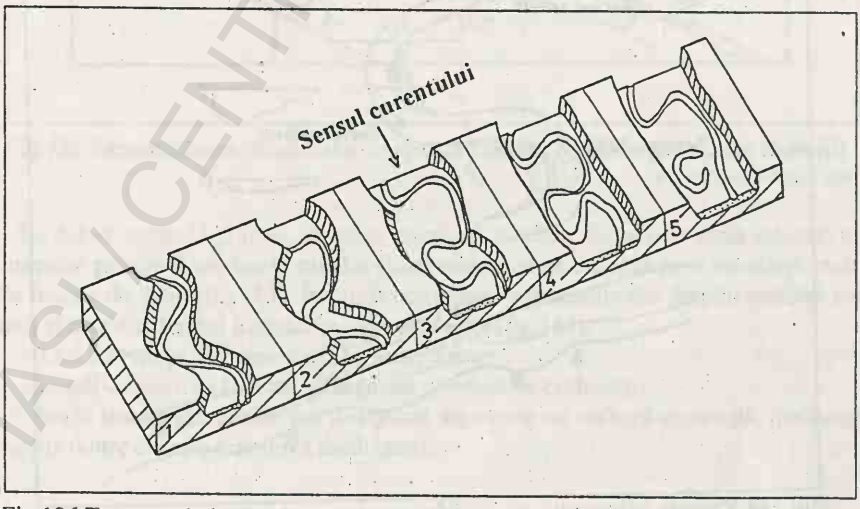


Fig.186 Trecerea de la meandre încătuşate (1) la cele libere (4,5)

BCUIAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Meandrele formate pe calcar sunt creaţia eroziunii chimice (dizolvarea carbonatului de calciu în prezenţa apei încărcate cu bioxidului de carbon).

Meandrele de gheaţă se supun proceselor tipice regiunilor glaciare şi periglaciare şi sunt rezultatul acţiunii combinate a eroziunii mecanice a curentului lichid cu eroziunea termică rezultată în urma diferenţei de temperatură dintre curentul lichid şi gheaţă.

III. În raport cu modul de evoluţie

Meandrarea liberă are loc în albiile create pe depozitele aluvionare cu lăţime mare aşa-încât deplasarea laterală a meandrelor are loc uşor.

Meandrarea limitată se diferenţiază de precedenta prin aceea că lăţimea văii pe care se dezvoltă albia minoră este mai mică.

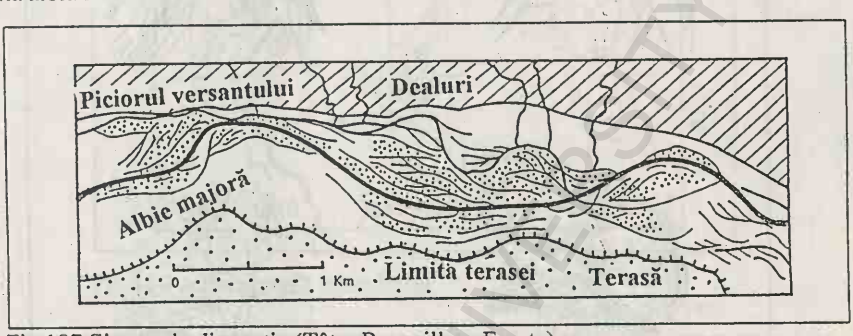


Fig.187 Sistem de divagaţie (Têt – Roussillon, Franţa)

Meandrarea forţată este determinată de situaţii în care malurile albiei minore nu sunt erodabile sau au un grad redus de erodabilitate, procesele geomorfologice dezvoltându-se, cu precădere, la adâncime.

Uneori, meandrele cunosc o evoluţie foarte rapidă, transformând o albie simplă într-una meandrată (fig.186), cu lunci largi şi albii părăsite etc. (fig.187,188).

10.e.2.5.Autocaptarea şi străpungerea meandrelor

Autocaptarea este un fenomen de ajustare a pantei şi lungimii râurilor. De regulă, acest fenomen are loc în timpul viiturilor. Există două tipuri de autocaptare (fig.189):

- *prin străpungerea pedunculului ("gâtului")* buclei de meandru, numită şi autocaptare prin strangulare; se dezvoltă fie datorită accentuării, prin erodare, a două curburi opuse ale unei bucle de meandru până când pedunculul buclei este străpuns, fie ca rezultat al migrării spre aval al buclei;

- *prin repeziş*, făcându-şi apariţia în timpul inundaţiilor succesive, când râul îşi dezvoltă un "repeziş" pentru a traversa interiorul unei renii; acest tip de autocaptare se produce, fie în amonte, fie în aval de autocaptarea prin strangulare.

10.e.3. Albiile împletite

În literatura românească albiile împletite sunt cunoscute şi sub denumirea de albii despletite. Amith (1973) caracterizează acest gen de albii ca fiind "un râu care curge prin mai multe albii ce se despart şi se reunesc, asemănându-se cu şuviţele unei funii, cauza diviziunii fiind obstrucţia prin depunerea de aluviuni de către un râu".

De regulă, albiile împletite au pante mari, transportă în mod predominant debit târât care, la rându-i, se acumulează într-o reţea complicată de bare şi ostroave, inundate de ape mari (fig.190). Pentru albiile împletite s-au propus mai multe denumiri: "albii cu mai multe braţe" (Kondratiev, Popov, 1967); "albii multiple" (Brice, 1964) etc. Se propune şi o formulă de calcul a indicelui de împletire (Brice, 1964):

$$I_{im} = \frac{2(suma - lungimilor - bratelor - si/sau - ostroavelor - pe - un - sector)}{lungimea - sectorului - masurat - pe - mijlocul - albiei}$$

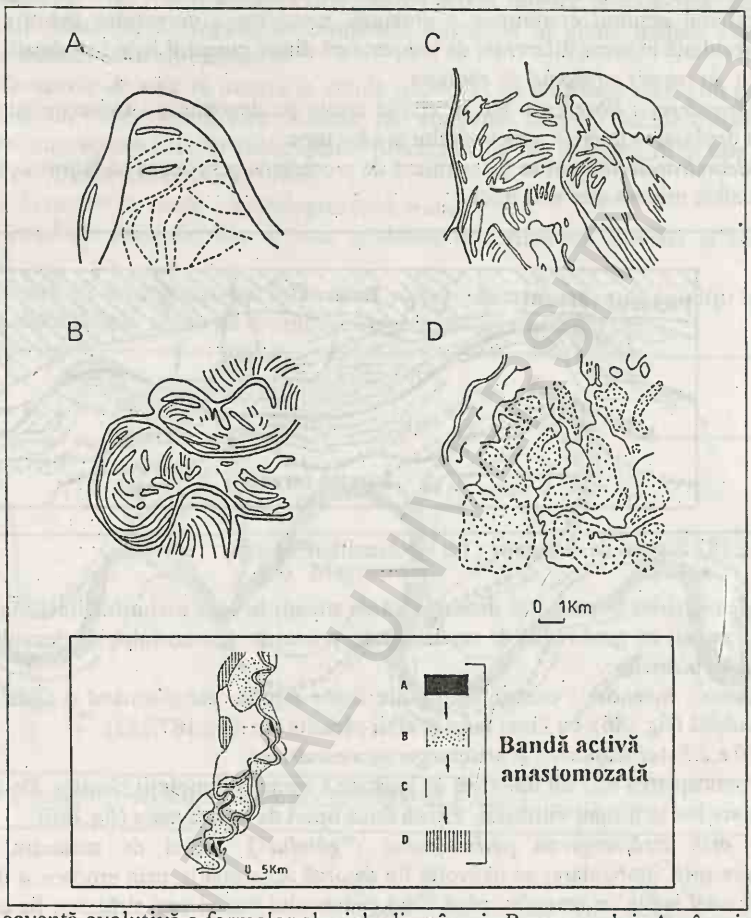


Fig.188 Secvență evolutivă a formelor aluviale din câmpia Paraguayului: A-câmpie cu bancuri aluviale; B-câmpie cu meandre recente; C-câmpie cu meandre vechi; D-câmpie cu drenaj perturbat

după Drago, 1990

10.e.3.2.Cauzele formării albiilor împletite

Pentru apariția și dezvoltarea albiilor împletite sunt admise următoarele condiții:
- maluri ușor erodabile;
- variație rapidă și mare a debitului lichid;
- creșterea pantei;
- debit solid abundent;
- incompetența locală a curgerii.

BCU "MIHAI EMINESCU" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

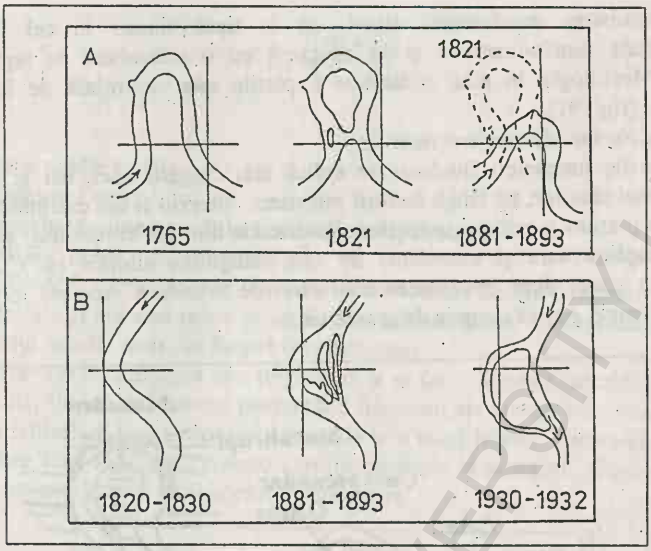


Fig.189 Autocaptarea meandrelor

după Walters, 1975

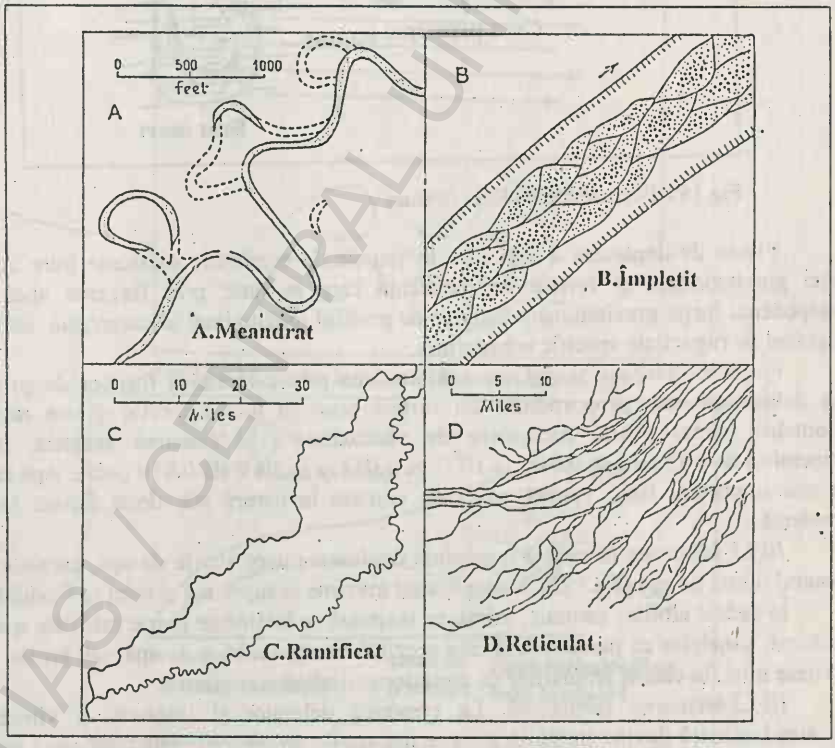


Fig.190 Tipuri de albie

După Chorley, 1997

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Schimbarea morfologiei albiei, de la tipul sinuos la cel împletit, reflectă o discontinuitate morfodinamică şi se asociază cu o schimbare în regimul tranzitului de aluviuni. Morfologia în plan a albiilor împletite este controlată de formarea ostroavelor romboidale (fig.191).

10.f.Forme ale curgerii fluviale

Teoriile mecanicii fluidelor se aplică atât curgerii apei, cât şi mişcării aerului. În dinamica apei râurilor, pe lângă factorii intrinseci, intervin şi cei extrinseci, care pot fi factori de condiţie (natura şi rezistenţa rocilor, obstacolele din cale curentului) şi factori de presiune (aporturi suplimentare şi abundente de apă, îndiguirea albiilor etc.). Apa, lichid vâscos (newtonian), curge după exercitarea unui efort de solicitare. Această forţă care propulsează lichidul pe pante, poartă numele de gravitaţie.

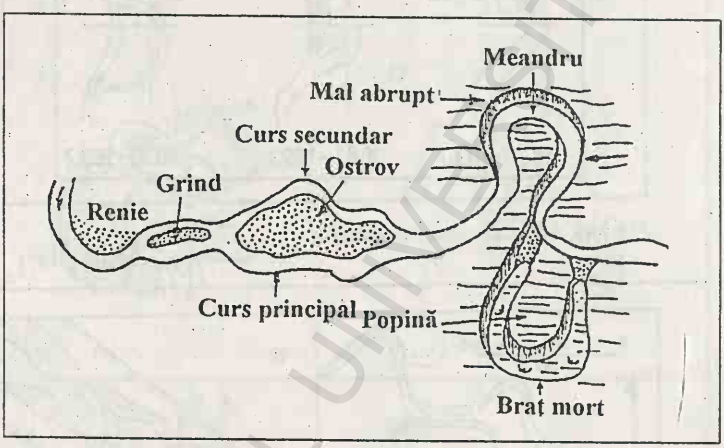


Fig.191 Formaţiunile albiei în plan

Viteza de deplasare a apei este în funcţie de corelaţiile existente între componenta forţei gravitaţionale şi forţele de rezistenţă care se nasc prin frecarea apei cu albia. Componenta forţei gravitaţionale depinde de profilul longitudinal al curentului, iar rezistenţa, de gradul de rugozitate specific substratului.

Fluidele vâscoase se deformează continuu prin exercitarea forţelor de solicitare, iar rata deformării este proporţională cu forţele puse în joc. Raportul dintre rata şi forţa deformării (stres) poartă denumirea de vâscozitate (v). Valoarea acesteia, la ape cu temperaturi de 0^0C este de 0,018, la 10^0C de 0,013 şi la 20^0C de 0,010 poise. Apa curgătoare, cel mai important fluid vâscos, se poate deplasa în natură sub două forme: laminară şi turbulentă.

10.f.1.Mişcarea laminară reprezintă deplasarea unor şuviţe de apă, paralele între ele, în cadrul masei de apă (fig.192). Vitezele sunt maxime la suprafaţă şi mici la fundul albiei.

În cadrul albiilor naturale, mişcarea laminară se întâlneşte foarte rar. Este specifică, cu precădere, canalelor cu pantă redusă care prezintă un strat subţire de apă, sau apelor subterane cu viteze mici, în cadrul terenurilor cu granulometrie fină şi uniformă.

10.f.2.Mişcarea turbulentă. La creşterea debitelor şi implicita a vitezei apelor, mişcarea laminară devine instabilă şi trece într-o mişcare dezordonată cunoscută sub numele de mişcare turbulentă. Cea mai cunoscută expresie pentru definirea tranziţiei vitezei, de la cea laminară spre cea turbulentă, este numărul Reynolds (Re) (fig.193):

$$Re = \frac{(V * D)}{v},$$

unde:

V = viteza medie (m/s);

D = adâncimea (m);

v = vâscozitatea cinematică (în funcție de temperatură).

Numărul Reynolds este adimensional.

-Când Re<500 scurgerea este laminară și predomină forțele de vâscozitate; firișoarele lichide sunt paralele și alunecă unele pe altele fără schimb lateral sau vertical, în așa-fel încât rezistența fluxului rezultă doar din forțele de viscozitate.

-Când Re>2.000 scurgerea este turbulentă și se fac schimburi laterale și verticale între firișoarele lichide; fluxul este haotic, prezentând fluctuații ale vitezei instantanee și amestecul particulelor cu schimburi energetice turbulente de la o masă la alta. Turbionii și alte forme de fluxuri secundare sunt suprapuse compozantului principal al scurgerii. Compozanții verticali ai fluxului permit menținerea particulelor în suspensie.

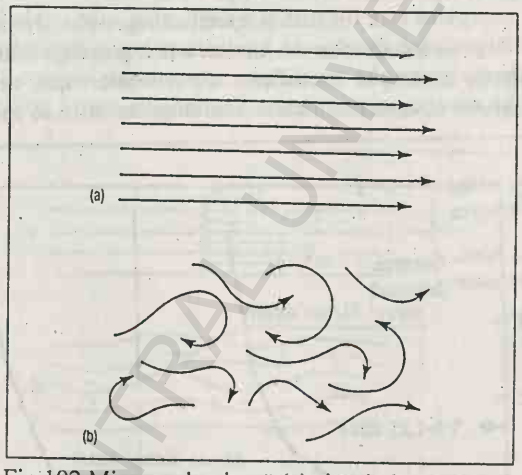


Fig.192 Mișcarea laminară (a) și turbulentă (b)

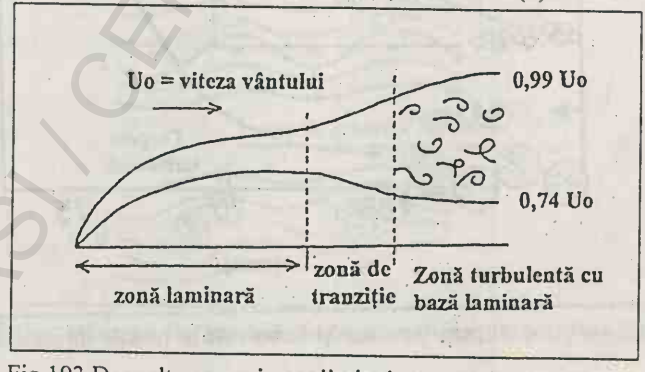


Fig.193 Dezvoltarea unui strat limită la curgerea apei

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Datorită caracterului turbulent al apei, se asistă la un amestec proporțional cu creșterea vitezei. În urma acestui amestec se uniformizează temperatura râurilor și materialul aluvionar este transportat în toate formele sale.

Curgerea turbulentă prezintă două forme:

- curgerea turbulentă liniștită;
- curgerea turbulentă agitată (zbuciumată).

Viteza la care apare trecerea de la curgerea liniștită la cea agitată (accelerată) este cunoscută sub numele de numărul Froude (F sau Fr). Reprezintă raportul dintre forțele de inerție și cele ale gravitației:

$$F = \gamma \frac{V}{\sqrt{g * D}}.$$

unde:

V=viteza;

g = gravitația;

D = adâncimea.

-Când F<1 scurgerea este liniștită și specifică regimului fluvial (Larras, 1977). Undele gravitaționale sunt superioare forțelor de inerție, adică prezența unui obstacol ce repauzează pe fundul albiei poate transmite modificări ale vitezelor spre amonte și prin urmare o deformare al planului acvatic (supraridicarea suprafeței acvatice în spatele obstacolului).

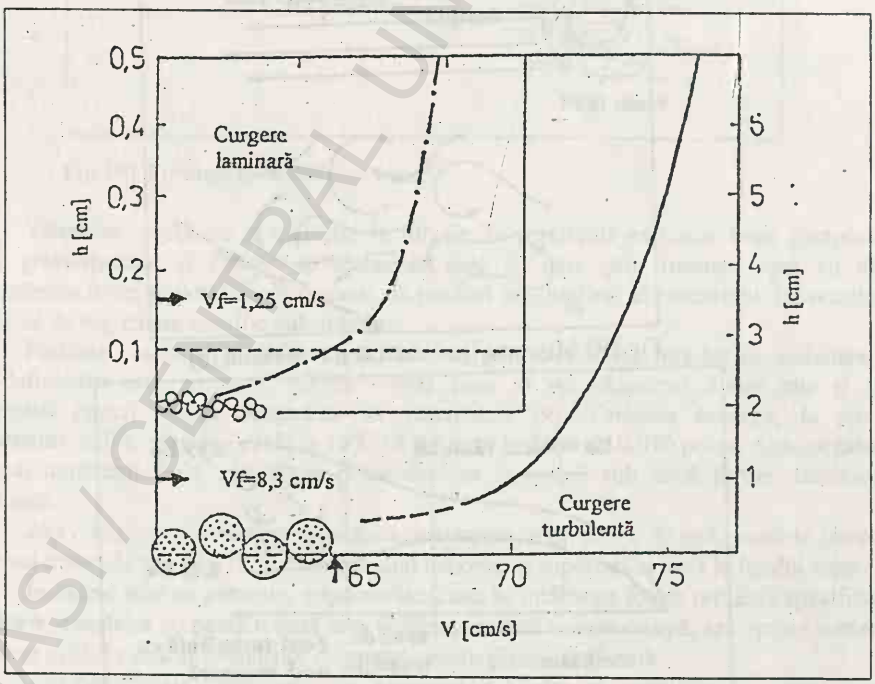


Fig.194 Aspectul curbelor curgerii laminare și turbulente în funcție de adâncime (h) și viteza curentului (v)

după Blatt, 1982

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

-Când F>1 scurgerea este supercritică şi specifică regimului torenţial. Undele gravitaţionale sunt staţionare pe obstacol. Pot deveni instabile şi valurile care se nasc pot deferla, ceea ce implică o pierdere considerabilă de energie (cazul antidunelor). Prezenţa unui obstacol nu are incidenţă spre amonte.

Dacă numărul Froude este mai mic ca unitatea (1), curgerea este liniştită, iar când devine mai mare, curgerea este agitată. Curgerea turbulentă agitată implică o accelerare a vitezelor şi apare în sectoarele în care se produce o constrângere din partea albiei sau a patului (fig.194).

Existenţa diferitelor tipuri de curgere turbulentă rezultă din faptul că pentru valori date ale energiei specifice şi debitului, există două alternative: forma vitezelor ridicate în pătura superficială; forma vitezelor joase la adâncime (Mac, 1986). Valoarea $\sqrt{g * D}$ defineşte viteza la care undele mişcă transversal apa superficială, aceasta explicând de ce tulburările de suprafaţă nu sunt transmise spre amonte când numărul Froude depăşeşte unitate.

Mişcarea turbulentă prezintă următoarele caracteristici:

- la distanţă mică de fund, sau în apropierea malurilor, viteza are valori reduse şi diferă mult de celelalte viteze ale râului;
- la fiecare punct al cursului de apă vectorul vitezei are o direcţia variabilă ce tinde spre sensul principal al cursului, sub unghiuri diferite;
- mişcarea turbulentă a apei nu depinde de vâscozitatea ei;
- rezistenţa la curgere a apei este proporţională cu pătratul vitezei curentului.

În cadrul albiilor, viteza curentului variază în funcţie de o serie de factori morfologici şi hidrologici.

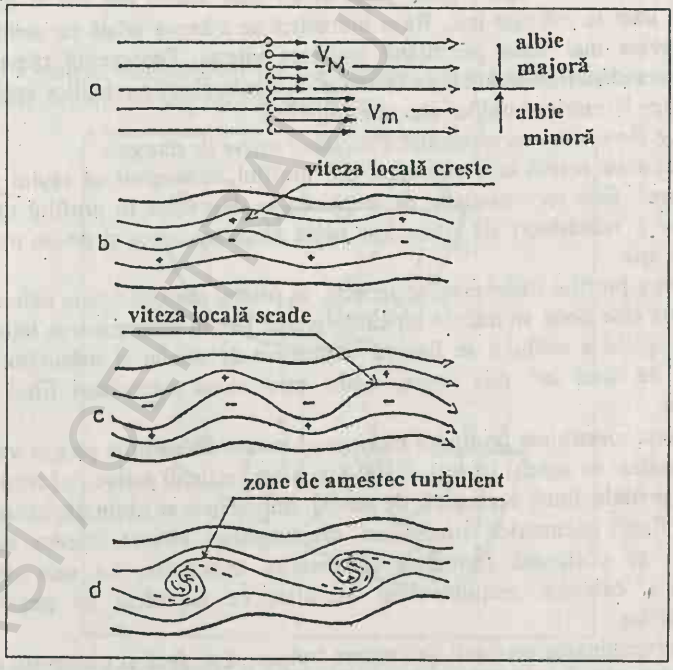


Fig.195 Evoluţia procesului de interacţiune între curgerea din albia minoră şi cea din albia majoră

după Liu, 1957

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Factorii morfologici sunt cunoscuți și sub denumirea de "geometria albiilor" sau "geometria paturilor". Cuprind: panta, adâncimea albiei, raza hidraulică etc., adică forma profilului transversal al albiei. Acesta se poate obține prin relația:

$$R_h = \frac{S}{P}.$$

unde:

S = secțiunea albiei;

P = perimetru udat.

Factorii hidrologici depind de variațiile de debit. Viteza, potrivit relației Manning, poate fi calculată astfel:

$$V + \frac{R_2}{3} * \frac{\frac{S_1}{2}}{n}.$$

unde:

R = raza hidraulică;

S = patul albiei;

n = coeficient, indicativ al rugozității albiei (se referă doar la particulele patului, la sinuozitățile albiei și la prezența unor obstacole de genul tufișurilor, arborilor etc.).

La creșteri de debit, când patul albiei este stabil, are loc o adâncire, numai că perimetrul udat se mărește lent. Raza hidraulică se mărește odată cu debitul și pierderea de energie devine mai slabă permițând creșterea vitezei. Fenomenul rămâne stabil până la producerea revărsărilor, moment ce coincide cu o schimbare a relațiilor vechi și crearea altora noi, specifice formării câmpiilor aluviale (fig.195).

10.g.Determinarea elementelor secțiunii active de scurgere

Secțiunea activă este suprafața din profilul transversal al râului prin care are loc curgerea apei. Este recomandabil ca secțiunea se determine în profilul mirei hidrometrice, unde se fac și măsurători ale vitezei; se poate alege secțiunea și pe un tronson rectiliniu al cursului de apă.

Pentru profilul transversal se fixează, în primul rând, punctele extreme ale celor două maluri. Între cele două se întinde un cablu gradat pentru determinarea lățimii râului (B). Pe întreaga lungime a cablului se fixează verticalele de sondaj și măsurătorile, de obicei, se efectuează de două ori, dus întors, media celor două măsurători fiind valoarea reală a adâncimilor.

Pentru construirea profilului transversal se trec adâncimile pe axa verticală și distanța dintre verticalele de sondaj pe orizontală. Suprafața secțiunii active (ω) rezultă din însumarea secțiunilor parțiale dintre verticalele de sondaj. Suprafețele se obțin din asimilarea acestora cu o serie de figuri geometrice: triunghiuri, dreptunghiuri, pătrate, trapeze etc. Pentru aflarea suprafețelor se utilizează formulele matematice cunoscute. La cele două maluri sunt dreptunghiuri, celelalte secțiuni fiind asimilate cu suprafețe de genul trapezelor sau dreptunghiurilor.

La determinarea secțiunii de curgere trebuie să se facă și observații asupra deplasării apei. Dacă la unul din maluri apa stagnează, trebuie să se determine și suprafața secțiunii inactive, deoarece ea nu intră la calcularea debitului de apă.

BCU CLUJ - BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Adâncimea medie (h_{med}) reprezintă raportul dintre suprafața secțiunii active (ω) și lățimea oglinzii apei (B) între cele două maluri:

$$h_{med} = \frac{\omega}{B}.$$

Adâncimea maximă (h_{max}) este cea mai mare valoare a adâncimii apei în secțiunea transversală aleasă.

Perimetrul udat sau muiat (P), în profil transversal ales și măsurat, este dat de lungimea fundului apei. Rezultă din însumarea ipotenuzelor unor triunghiuri dreptunghice, cu catetele date de diferența dintre măsurătorile de adâncime ale verticalelor vecine:

$$P = \sqrt{b_1^2 + h_1^2} + \sqrt{b_2^2 + (h_2 - h_1)^2} + ... + \sqrt{b_n^2 + h_n^2}.$$

unde:

$b_1 ... b_n$ = distanțele dintre verticale;

$h_1 ... h_n$ = adâncimea verticalelor de sondaj.

Raza hidraulică (R) este rezultată din raportul existent între suprafața secțiunii (ω) și perimetrul udat (P):

$$R = \frac{\omega}{P}(m).$$

Pentru folosirea măsurătorilor dintr-o secțiune transversală, la aplicarea unor formule de calcul, trebuie determinat și gradul de rugozitate.

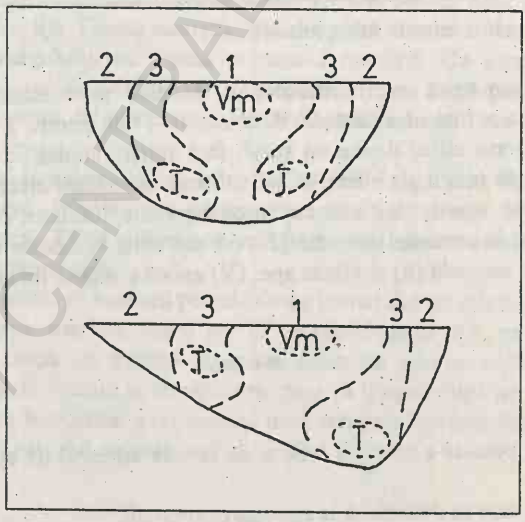


Fig.196 Zone de turbulență și mare viteză în albii simetrice și asimetrice

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

10.h.Viteza apei în cadrul albiilor

Ca urmare a existenței factorilor diverși ce se manifestă în natură, mai ales cei din cadrul albiei, mișcarea apei este un fenomen complex. În orice punct al curentului, vitezele pulsează dezordonat. Puseurile-cele mai mari se petrec pe fund, la maluri sau sub stratul de zăpadă, iar cele mai mici se găsesc la suprafața curentului (pentru aceleași puncte de măsurare mărimea pulsațiilor variază odată cu vitezele curenților).

Pe o secțiune activă a unui curs de apă, în fiecare punct, există două tipuri de viteze: una instantanee, care variază în timp ca mărime și direcție; alta medie, care deține o valoare mai stabilă (se determină într-un timp mai îndelungat, până la câteva minute). În masa de apă, fiecare punct dintr-o secțiune, pentru aceeași perioadă de timp, ocupă poziții diferite. Linia de cea mai mare viteză este situată în mijlocul râului, când albia prezintă un traseu rectiliniu și la o treime, în masa de apă, din distanța suprafață-fund (adâncimea profilului) (fig.196,197).

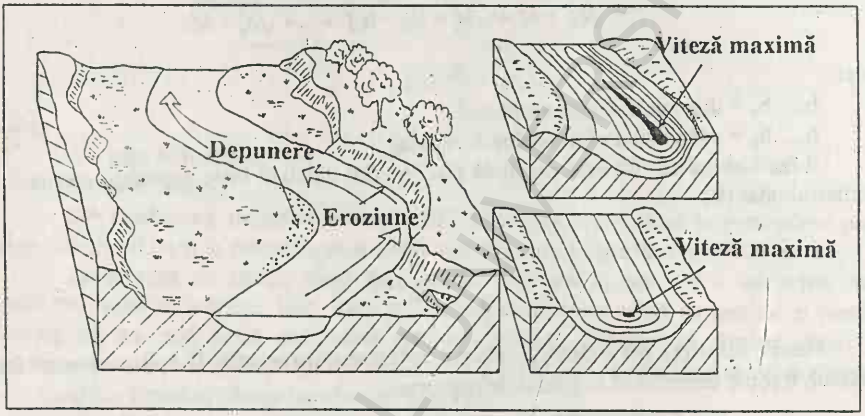


Fig.197 Repartiția vitezelor în albia minoră

Morișca hidrometrică este instrumentul cu care se măsoară viteza punctuală a curentului de apă. Ea a fost inventată de Woltman în 1790, pentru a măsura viteza apei în canale (fig.198). Rotorul elicei deține un șurub fără sfârșit, cuplat cu o rotiță zimțată astfel încât, la un număr n de rotații ale elicei, să se realizeze un contact electric și, ca urmare, să se înregistreze un semnal: sonor, când este cuplat cu o sonerie; luminos, când este atașat un bec. Semnalul poate fi dat la anumite intervale (20, 50 sau chiar la fiecare rotație a paletei). Între numărul de rotații pe secundă (n) și viteza apei (V) există o relație liniară, pusă în evidență de relația:

$$V = a+bn.$$

unde:

a = viteza de pornire a moriștii (viteza de la care curentul de apă reușește să pună în mișcare paleta);

b = constantă care se determină la etalonarea moriștii.

Timpul de măsurare este, de regulă, cuprins între 120''-140'' în cazul în care curentul are pulsații puternice. Prin faptul că morișca emite un semnal la 20 rotații complete, se pot întâlni două situații:

- când morişca emite un semnal la mai mult de 15'' se înscrie în carnet, în prima căsuţă, prima citire, a doua citire în ce-a de-a doua căsuţă etc. până la cel de-al optulea semnal;

- dacă pe durata primelor 15'' morişca a dat deja două semnale, se aşteaptă al treilea semnal; în prima căsuţă se vor marca două puncte şi se va trece timpul la cea de-a treia citire; operaţia se repetă timp de 2' şi notările din fiecare căsuţă semnifică 60 de rotaţii (trei semnale a câte 20 ture fiecare).

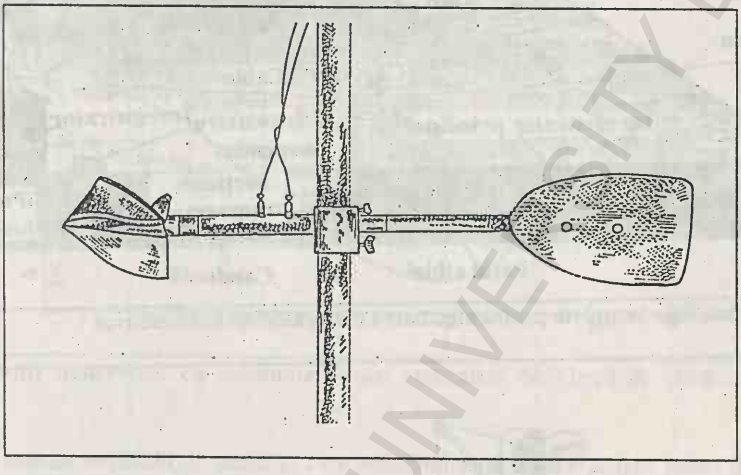


Fig.198 Morişca hidrometrică tip I.M.H.

Corpul moriştii realizează legătura dintre elice şi coadă, fiind prevăzut cu un orificiu prin care se introduce tija. Coada moriştii, lată şi uşoară, are rolul de a permite direcţionarea elicei pe direcţia curentului cu viteza punctuală maximă. Ca accesorii, morişca deţine: cronometru, dispozitivul de contorizare a rotaţiilor, tija cu talpă pentru a menţine morişca fixată pe tijă cu un şurub, la adâncimea aleasă, dispozitivul optic sau sonor de semnalizare a numărului de contacte etc.

Moriştile pot înregistra viteze între 0,05-4 m/s. În general, fiecare morişcă are două palete, cu sensibilităţi diferite, una pentru vitezele mici, şi alta pentru vitezele mari, cu sensibilitate mai mică. Când măsurarea se efectuează într-un singur punct, viteza poartă denumirea de viteză punctuală.

Măsurarea vitezei se bazează pe calcularea numărului de rotaţii ale paletei în timp de o secundă. În acest sens, morişca fixată pe tijă se introduce în apă, pe verticala de viteză, la adâncimea dorită. După un anumit timp de aşteptare pentru uniformizarea mişcării, la următorul semnal se dă drumul la cronometru, care va fi oprit după un număr par de semnale. Dacă în timpul t s-au înregistrat s semnale şi între semnale morişca face M rotaţii, numărul N de rotaţii pe secundă este dat de ecuaţia:

$$N = \frac{Ms}{t}.$$

BCU IAŞI - BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Imersiunea elicei se face din barcă, de pe poduri, din cărucioare mobile pe cabluri bifilare etc. (fig.199). Pentru măsurătorile expediționare se instalează morișca la capătul unei tije metalice, iar pentru cele din punctele stabile de măsurare, se prind la capătul unui troliu (pentru cele lestate) (fig.200).

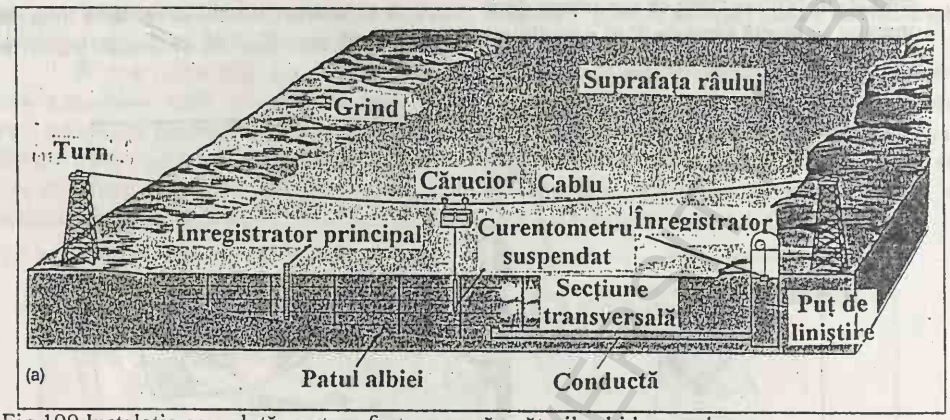


Fig.199 Instalație completă pentru efectuarea măsurătorilor hidrometrice

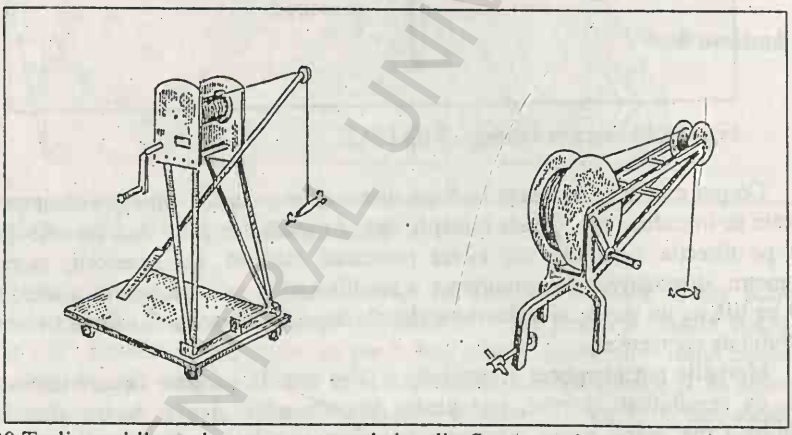


Fig.200 Troliu mobil amplasat pe patru roți și troliu fixat pe mâna curentă a podurilor

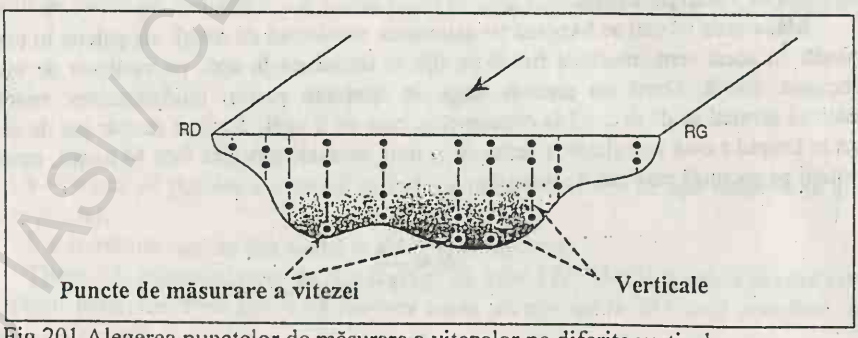


Fig.201 Alegerea punctelor de măsurare a vitezelor pe diferite verticale

după CEMAGREF, 1994

Determinarea, pentru fiecare verticală, a punctelor standard de măsurare a vitezei, se face în funcție de adâncimea apei, de prezența sau lipsa fenomenelor de îngheț și de diametrul paletei utilizate (fig.201). Adâncimea punctului "suprafață" se fixează cu jumătatea diametrului paletei mai jos de suprafața apei, iar pentru punctul "fund" la jumătatea diametrului plus 1 cm mai sus de fundul apei. În condițiile în care cursul de apă deține pod de gheață, se recomandă suplimentarea punctelor de măsurare.

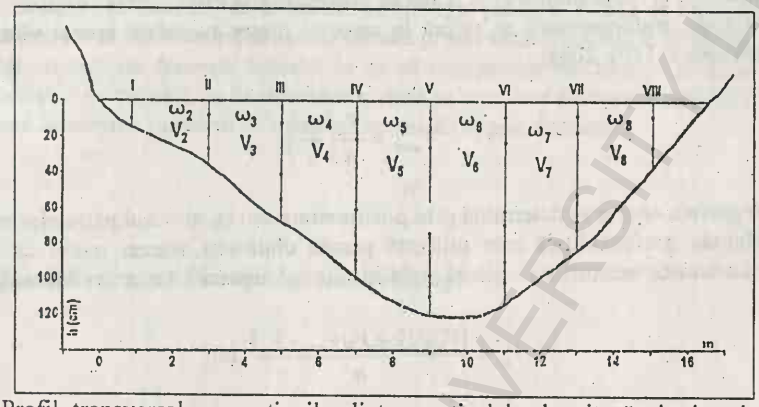


Fig.202 Profil transversal cu secțiunile dintre verticalele de viteză și vitezele medii ale acestora

Pe aceeași verticală, în cazul în care adâncimile permit, un singur punct de măsurare nu este concludent și se impune efectuarea mai multor măsurători. În acest caz se face reprezentarea grafică a vitezelor pe verticală, cunoscută sub numele de hodograful vitezelor.

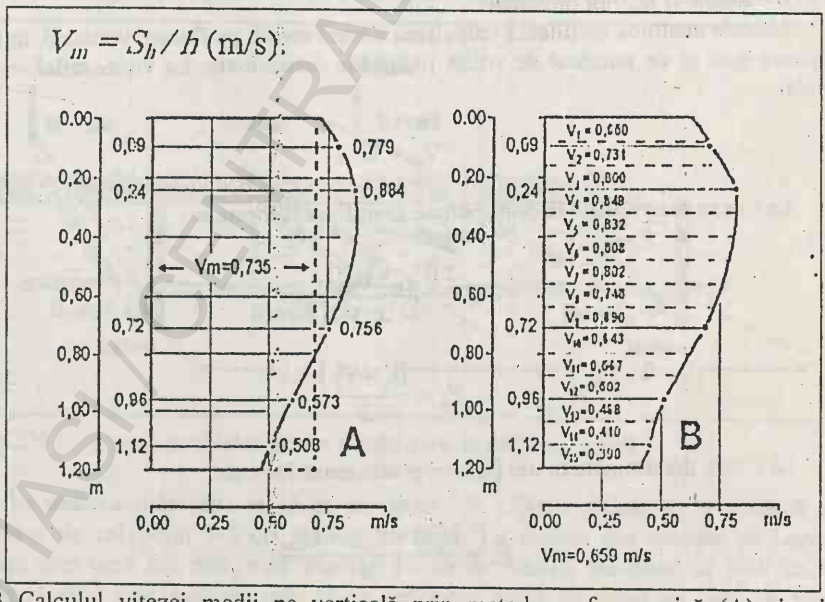


Fig.203 Calculul vitezei medii pe verticală prin metoda grafomecanică (A) și prin cea grafoanalitică (B)

10.h.1.Calcularea vitezei medii

Cu ajutorul morișii hidrometrice se determină, pentru fiecare punct al verticalei de adâncime, vitezele curenților de apă (fig.202). Cele mai exacte măsurători se fac în cadrul instalațiilor speciale de măsurare.

Viteza medie se poate calcula prin mai multe metode: grafomecanică, grafoanalitică, analitică, integrativă și hidraulică, când se utilizează morișca și măsurarea cu flotori, tahobatometrele și tubul hidrometric, când se utilizează alte instrumente.

Metoda grafomecanică se referă la raportul dintre suprafața epurei vitezelor (F_v) și adâncimea apei (h) (fig.203):

$$V_{med} = \frac{F_v}{h}\left(\frac{m}{s}\right).$$

Suprafața epurei se determină prin planimetrare sau cu ajutorul pătratelor module.

Metoda grafoanalitică este utilizată pentru obținerea vitezei medii ca fiind media aritmetică a tuturor vectorilor de viteză stabiliți prin măsurători cu morișca hidrometrică:

$$V_m = \frac{(V_1 + V_2 + V_3 + ... + V_n)}{n}; sau$$

$$V_m = \frac{\sum V_i}{n}\left(\frac{m}{s}\right).$$

unde:

ΣV_i = suma vitezelor medii pentru toate fâșiile orizontale;

n = numărul fâșiilor orizontale.

Metoda analitică facilitează calcularea vitezei medii, pe fiecare verticală, în funcție de adâncimea apei și de numărul de viteze punctuale determinate. La viteze mici se utilizează formula:

$$V_m = V_{0,6h}.$$

La viteze determinate în două puncte se utilizează formula:

$$V_m = \frac{(V_{0,2} + V_{0,8})}{2}; sau$$

$$V_m = \frac{(V_s + V_f)}{2}.$$

La viteze determinate în trei puncte se utilizează formula:

$$V_m = \frac{V_{0,2h} + V_{0,6h} + V_{0,8h}}{4}.$$

La viteze determinate în cinci puncte se utilizează formula:

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$V_m = \frac{(V_s + 3V_{0,2h} + 3V_{0,6h} + 2V_{0,8h} + V_f)}{10}.$$

Metoda integrativă (integrării vitezelor pe verticală) face ca morişca, pe verticala de viteză, să nu se ţină fixă la un punct dat, ci culisează pe tijă, cu o viteză constantă de sus în jos şi invers, notându-se numărul de impulsuri pe întregul parcurs. Viteza de translaţie a moriştii trebuie să fie redusă şi uniformă deoarece trebuie prinse toate fluctuaţiile vitezelor.

Este o metodă frecvent folosită în cazul contoarelor electronice utilizate la morişti. Pentru moriştile cu contact, la fiecare rotaţie, dacă se cunoaşte numărul rotaţiilor (N) şi timpul (t), se poate determina numărul de rotaţii se secundă (n) prin formula:

$$n = \frac{N}{t}.$$

Metoda hidraulică face apel la formula Chezy:

$$V = C\sqrt{RI}$$

unde:

V = viteza medie pe secţiune;
C = coeficient de viteză;
R = raza hidraulică;
I = panta suprafeţei apei în profil transversal.

Măsurarea cu flotori presupune o dotare foarte simplă: ceas cu cronometru sau secundar central, plutitori şi posibilitatea de a măsura o distanţă între două repere de pe mal.

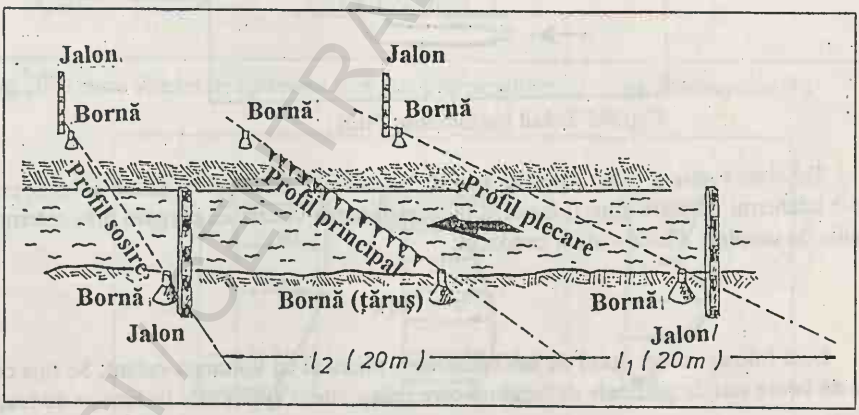


Fig.204 Pregătirea profilelor pentru o măsurare de debit cu flotori

În vederea măsurării se alege un sector de albie rectilinie pe o distanţă care să depăşească de cel puţin 3-5 ori lăţimea cursului. La reperul din amonte se lansează pe suprafaţa apei unul sau mai mulţi plutitori (sticle de plastic, beţişoare de 5-10 cm, spumă spongioasă etc.) care sunt capabili să se deplaseze odată cu masa de apă. De regulă, se lansează un flotor în amonte de secţiunea primului reper şi se porneşte cronometrarea în

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

momentul când flotorul trece prin secțiune; este urmărit pe traseu până la secțiunea din aval, moment în care se oprește cronometrul și se stabilește timpul scurs (fig.204).

Pentru aflarea vitezei sunt necesari următorii parametri: distanța parcursă de flotor (D) și timpul parcurs (t):

$$V = \frac{D}{t}\left(\frac{m}{s}\right).$$

Pentru râurile cu lățimi mari se recomandă folosirea mai multor flotori pentru a cuprinde toată secțiunea. În acest caz viteza medie pe secțiune rezultă din media aritmetică a vitezelor grupelor de flotorii utilizați.

Este recomandat ca măsurătoarea să se repete de 2-3 ori. În primul rând sunt lansați flotorii din zona centrale și mai apoi cei laterali.

Metoda utilizată determină viteza apei doar la suprafață. Pentru determinarea vitezei medii se aplică un coeficient de corecție. Pentru determinarea vitezelor de adâncime se pot folosi și flotori de adâncime sau prăjini hidrometrice.

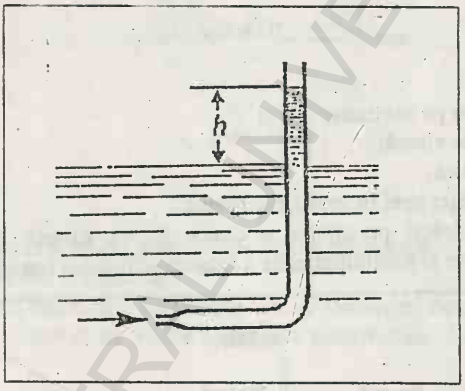


Fig.205 Tubul hidrometric Pitôt

Tahobatometrele sunt folosite pentru recoltarea aluviunilor aflate în suspensie la diferite adâncimi. Uneori, sunt folosite și la determinarea vitezei de curgere prin determinarea timpului de umplere a unui volum cunoscut:

$$V = F(q).$$

Sunt folosite două tipuri de tahibatometre: pliant și cu volum constant. Se ține cont de curba de tarare sau de graficele de legătură care redau viteza curentului în funcție de timpul de umplere.

Curba de tarare reprezintă graficul stabilit prin măsurători experimentale potrivit căreia se poate stabili viteza, cunoscând timpul de umplere. Cu cât viteza curentului este mai mare cu atât timpul de umplere este mai mic și invers.

Tubul hidrometric (Pitôt) este utilizat din anul 1732 și constă dintr-un tub de sticlă îndoit la 90^0, cu deschidere la ambele capete, numai că prezintă o deschidere mai mică la partea care se introduce în apă (fig.205). Deschiderea din apă este îndreptată spre curent și din

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cauza presiunii dinamice apa se ridică în tub, deasupra oglinzii apei, cu atât mai mult cu cât viteza curentului este mai mare. În acest caz se citeşte înălţimea (h) la care se ridică apa şi viteza (V):

$$V = C\sqrt{h}.$$

unde:

C = constantă care se determină la etalonarea aparatului.

Reprezentarea, la o anumită scară, sub forma unor vectori, a secţiunii active a râului, redă o curbă de repartizare a vitezelor pe verticală care poartă denumirea de epura vitezelor (fig.206). Aceasta, în condiţiile unei albii naturale normale, este minimă în apropierea fundului, iar spre suprafaţă este maximă.

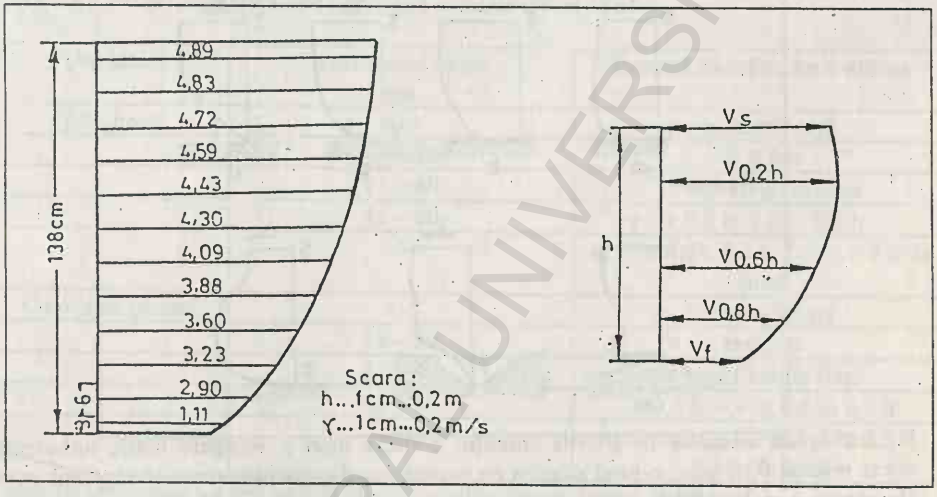


Fig.206 Epura vitezelor: aplicarea metodei grafoanalitice (a) şi grafomecanice (b)

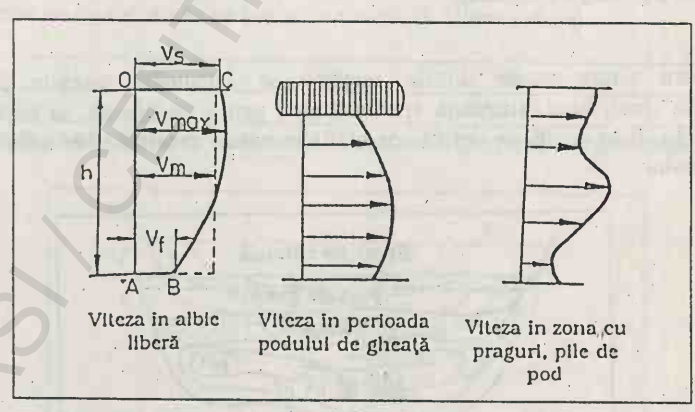


Fig.207 Epura vitezei pentru diferite condiţii de măsurare (metoda grafoanalitică)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Deplasării apei spre aval i se opune forța de rezistență sau frecarea dintre apă și patul albiei ori cu malurile ei (fig.207). Patul albiei, la rândul lui, nu este uniform ci deține numeroase neregularități (rugozitate). În aceste condiții epura vitezelor poate avea alte forme (fig.208): în condițiile existenței unui banc de nisip, vitezele se măresc brusc de la fund spre suprafață; când în patul albiei apare un obstacol de genul unei stânci, prag sau bolovan, epura vitezei prezintă o deformare la extremitatea superioară a proeminenței, deasupra căruia suferă o puternică bombare spre aval; în condițiile unui pod de gheață situația se modifică dată fiind prezența asperităților pe care le conține gheața (fig.209); în condițiile unei valori ridicate a coeficientului de rugozitate (de ambele părți), viteza maximă se află mai jos de jumătate din verticala adâncimii când gheața prezintă năboi la începutul iernii, și ceva mai sus, la sfârșitul iernii, din cauza netezirii treptate a părții inferioare a gheții etc.

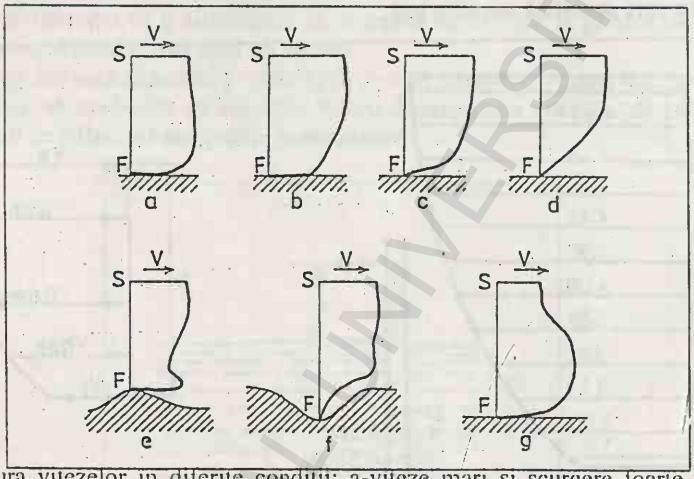


Fig.208 Epura vitezelor în diferite condiții: a-viteze mari și scurgere foarte turbulentă; b-viteze mici și fund plat; c-fund stâncos cu rugozitate; d-rugozitate mare și vegetație acvatică abundentă; e-curba vitezelor deasupra unui banc, a unei stânci etc.; f-curba vitezelor deasupra unei scobituri; g-franj de suprafață

după Roche, 1963

Pentru viteza medie dintr-o secțiune se calculează vitezele pentru punctele caracteristice (mal, fund, suprafață, mediană etc.) pentru ca aceasta să exprime activitatea întregului râu. Este egală, de regulă, cu 6/10 din viteza maximă, depinzând de adâncimea relativă a râului.

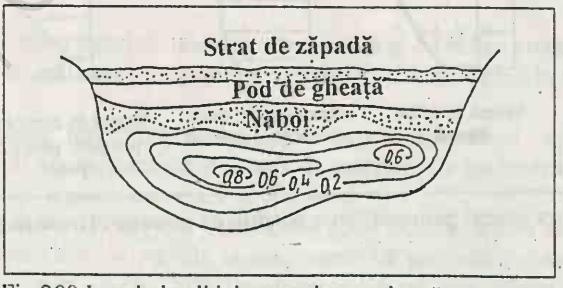


Fig.209 Izotahele albiei acoperite cu gheață

Apa, în cele mai multe râuri, este afectată de turbulență, adică de un sistem permanent de numeroase vârtejuri cu caracter efemer. O moleculă de apă de pe cursul unui râu turbulent se deplasează sub o traiectorie foarte neregulată, de gen "tirbușon"; se poate mișca în sus, jos, lateral etc. Aspectul descris este foarte important în dinamica aluviunilor.

În condițiile în care un râu prezintă adâncimi mari și nu are pod de gheață, se utilizează ca standard, în măsurarea vitezelor, următoarele adâncimi:

- suprafață;
- 0,2 din adâncime (plecând de la suprafață);
- 0,6 din adâncime;
- 0,8 din adâncime;
- pe fund.

Pentru apele curgătoare cu adâncimi mai mici de 80 cm, numărul punctelor de măsurare a vitezelor se stabilește într-o altă manieră (tabel 32).

Felul albiei	Adâncimea râului cm	Punctul de măsurare a vitezei
Fără gheață	<15	Nu se măsoară
	15 – 20	la 0,6 h
	21 – 40	la suprafață; la fund
	41 – 80	la 0,2 h; 0,6 h; 0,8 h
	>80	la suprafață; 0,2 h; 0,6 h; 0,8 h; la fund
Cu pod de gheață	<15	Nu se măsoară
	15 – 20	la 0,6 h
	21 – 40	la suprafață; la fund
	41 – 80	la 0,2 h; 0,4 h; 0,6 h; 0,8 h
	>80	la suprafață; 0,2 h; 0,4 h; 0,6 h; 0,8 h; la fund

Tabel 20 Măsurarea vitezei apei în râurile cu adâncimi mai mari de 80 cm

Alegerea verticalelor este variabilă, în funcție de lățimea râului.

Lățimea	2m	10m	50m	100m
Nr. verticalelor	4-5	5-10	10-15	15-20

Tabel 21 Numărul verticalelor de măsurare a vitezelor în funcție de lățimea râurilor

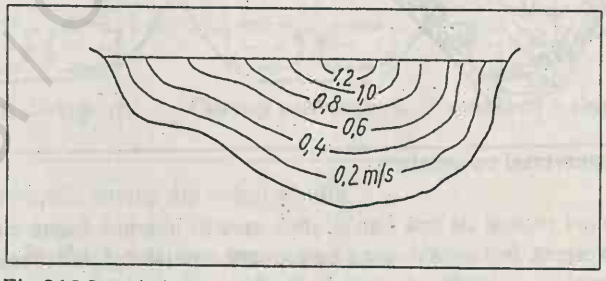


Fig.210 Izotahele albiei libere

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Graficul repartizării vitezelor (izotahelor) se obține prin cunoașterea vitezelor în punctele standard. Pe o albie normală de râu, izotahele sunt deschise la suprafață (fig.210); rareori, cele ale vitezelor maxime, pot fi închise (fig.211). În condițiile existenței podului de gheață, izotahele capătă aspectul unor linii închise, axa dinamică a cursului fiind situată spre centrul curentului sau este ușor deplasată spre regiunea cu rugozitate mai mică. În cadrul meandrelor vitezele cele mai mari se găsesc în dreptul malului concav. În sectoarele rectilinii urmează mijlocul albiei în funcție de adâncime și lățime.

10.i.Curenții din râuri

În natură este foarte greu de sesizat un traseu perfect rectiliniu. Toate cursurile de apă prezintă curburi mai ample sau mai mici, cunoscute sub denumirea generică de meandre. Orice meandră prezintă o adâncire mai mare în dreptul malului concav și o zonă cu adâncimi mici, unde predomină acumularea, în malul concav.

Apariția malurilor concave adânci și a celor ușor adâncite, se datorează unor cauze diverse: forța de gravitație, forța Coriolis, forța centrifugă. Cea mai importantă dintre ele, mai ales în cadrul meandrelor, este forța centrifugă a cărei valoare se poate determina cu ajutorul formulei:

$$C = \frac{mV^2}{R}.$$

unde:

m = masa apei;

V = viteza;

R = raza de curbură a concavității.

Această forță determină o ridicare a oglinzii apei spre malul concav, sub un unghi α, cu o anumită înălțime (H), care poate fi determinată cu ajutorul vitezei curentului, a razei de curbură a râului (R), a accelerației gravitaționale (g) și a lățimii râului (B) (fig.212).

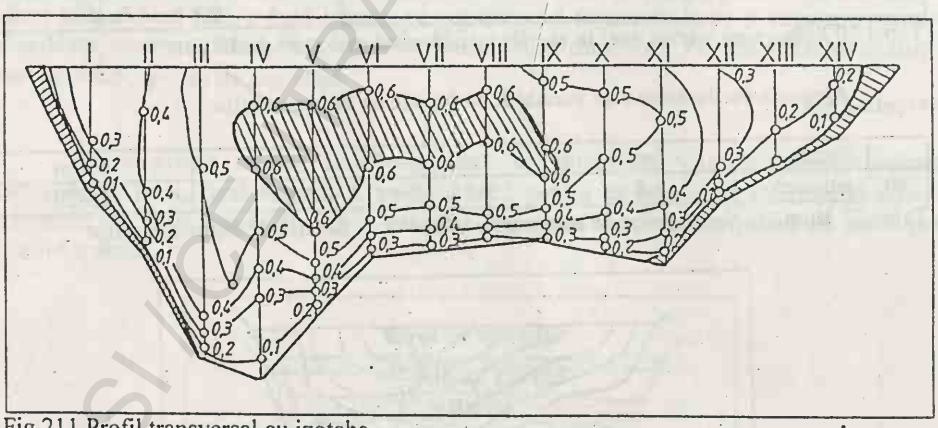


Fig.211 Profil transversal cu izotahe

Într-un curs natural de apă i-au naștere curenți interiori foarte complecși: un curent superficial, convergent, în formă de pană ce coboară spre talveg; un curent de fund, divergent, în formă de evantai, ce se abate treptat de la direcția convergentă a curentului de la talveg spre maluri.

Datorită vitezei mai mari a masei de apă din zona centrală a unui râu se formează curentul superficial convergent care atrage după sine apa de la margini, formând spre suprafață o coamă mai ridicată (fig.214). Curentul superficial convergent provoacă formarea unor curenți circulari care, în sectoarele rectilinii ale râurilor, în secțiune transversală, se separă în două circuite ce converg spre suprafață și diverg în adâncime (fig.213,215). Prin acțiunea curentului de fund, materialul erodat, atât din albie, cât și din malul concav, este depus în sectorul reniei.

Datorită mișcării de atracție a apei, curenții circulari se manifestă, de-a lungul râului, sub forma unor curenți elicoidali longitudinali, divergenți spre profunzime, ușor vizibili în porțiunile rectilinii ale albiilor (fig.216). În cadrul meandrelor, acolo unde talvegul se apropie de malul concav, se produce o afluență unilaterală, iar cele două inele circulare, formate în sectorul rectiliniu al cursului, se transformă într-o mișcare circulară unilaterală (fig.217). În acest sector, particulele de apă din imediata apropiere a malului, întâmpinând rezistența materialelor din care este compus, se abat de la direcția lor inițială deplasându-se de-a lungul curburii malului concav (218).

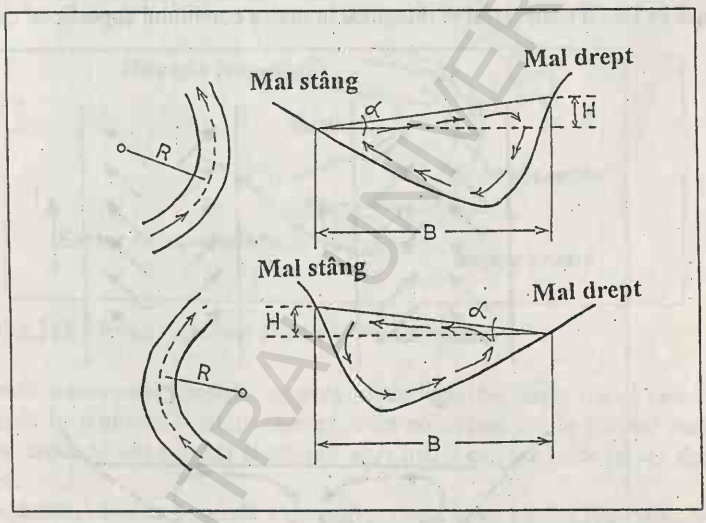


Fig.212 Nivelul apei la malul concav: R-raza de curbură a concavității; H—înălțimea apei la malul concav

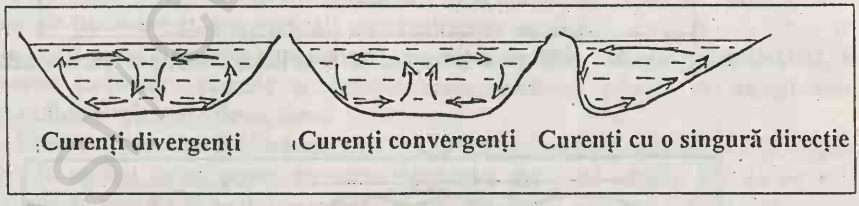


Fig.213 Principalii curenți din cadrul albiilor

Curentul de lângă mal este presat de curentul învecinat ce se mișcă rectiliniu, se izbește de mal și este reflectat îndreptându-se în direcția malului opus. Curenții respinși, astfel rezultați, din cauza vitezei reduse, nu vor mai putea învinge presiunea celorlalți și vor fi

nevoiți să coboare la fund, determinând apariția circulației de adâncime îndreptată de la mal spre profunzime și spre malul opus.

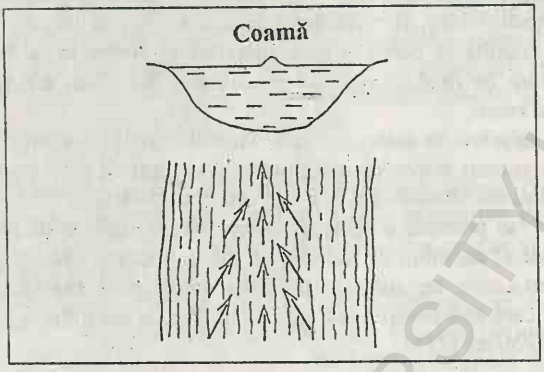


Fig.214 Profil transversal și imaginea în plan a curentului superficial convergent

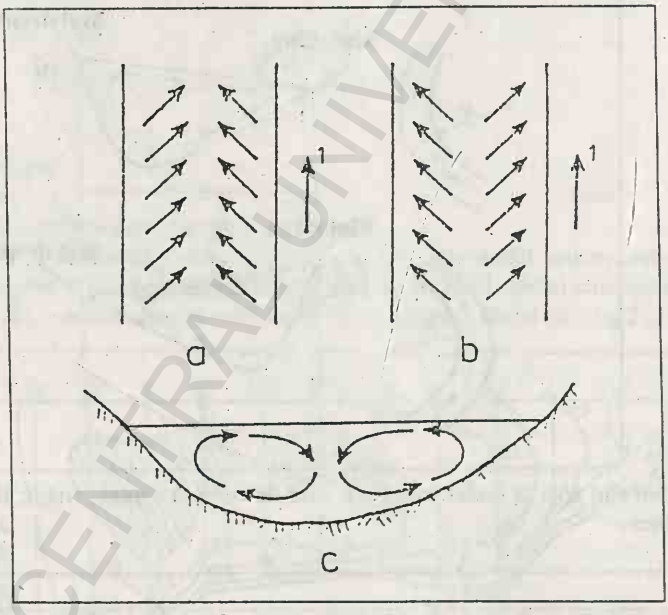


Fig.215 Curenții albiilor rectilinii: a-la suprafață; b-la fund; c-secțiune transversală; 1-direcții de curgere

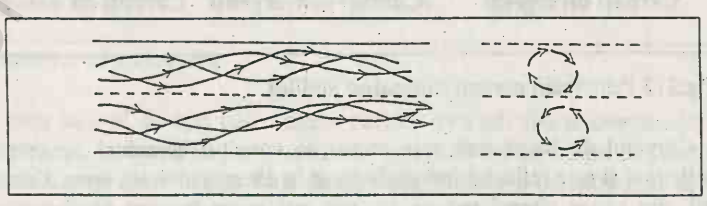


Fig.216 Curenți elicoidali longitudinali

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

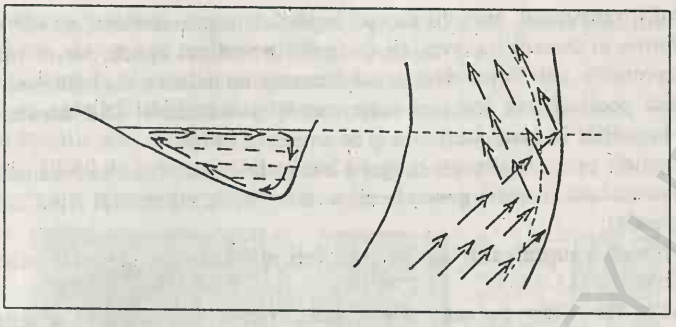


Fig.217 Curenţii meandrelor

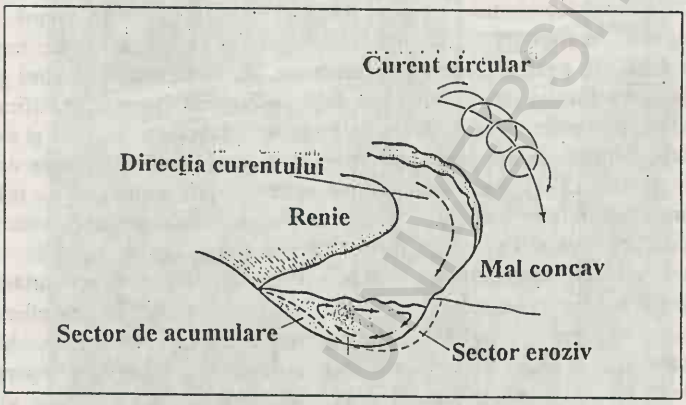


Fig.218 Efectul turbionar al curenţilor din meandre

În profil transversal curenţii vor avea viteze maxime lângă malul concav, reduse pe fund şi minime în regiunea malului convex. Prin coborârea lor în dreptul malului concav, curenţii îl vor eroda şi vor antrena aluviunile spre malul convex unde le vor depune datorită vitezei reduse.

La revărsări, direcţia generală a curenţilor caută să se conformeze direcţiei văii râului şi nu sinuozităţii albiei minore. Se formează astfel două cursuri de apă: superior, ce urmează direcţia văii; inferior, pe direcţia albiei minore. Se pune în evidenţă existenţa unor zone de amestec turbulent în regiunea de tranziţie dintre albia minoră şi cea majoră, caracterizate prin formarea de turbioane cu axa verticală care realizează un transfer cantitativ de mişcare între albii. În urma acestui transfer cantitativ de mişcare între albia minoră şi cea majoră, produs prin aceste turbioane, vitezele şi debitele corespunzătoare primei, se reduc, iar celei corespunzătoare celei de-a doua, cresc.

Dinamica procesului de interacţiune se explică pe baza conceptului emis de Hsin-Kuan Liu (1957), aplicat iniţial pentru formarea ripplurilor din patul albiilor aluvionare. Cei doi curenţi sunt în contact şi se deplasează cu viteze diferite în aceeaşi direcţie. Când, dintr-un motiv oarecare, în unul din straturi se produce o uşoară deviere de la direcţia rectilinie iniţială, vitezele locale se vor micşora în zonele în care liniile de curent sunt divergente şi vor creşte în zonele în care acestea sunt convergente. Fenomenul conduce la accentuarea iregularităţilor liniilor de curent în lungul curgerii astfel încât, la un moment dat, echilibrul se rupe şi zonele de discontinuitate se transformă într-o serie de turbioane de mărime finită.

BCU CLUJ / BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

În profil transversal, curenţii de apă superficiali, prin deviere, se vor izbi de maluri şi se vor transforma în curenţi transversali de fund. În sectorul bancurilor de nisip se observă o dispoziţie a curenţilor sub formă de evantai deoarece nu există o curbură bine definită a albiei în plan şi nici posibilitatea folosirii unor curenţi transversali. Din această cauză curenţii orizontali se împrăştie în toată secţiunea şi se amestecă între ei.

Principalele caracteristici ale curgerii într-o albie meandrată se rezumă la:

- existenţa unei mişcări generale elicoidale, liniile curentului fiind curbilinii în spaţii (mişcare în spirală);

- apariţia unei supraînălţări de nivel (Δh) la malul concav, de unde existenţa unei pante transversale în curbă (I_r).

Existenţa malurilor concave şi convexe, în cadrul albiilor, dovedeşte că aceasta se deplasează în plan orizontal. Eroziunea malurilor concave poate depăşi, uneori, 10-15 m/an, sau chiar 100 m/an (Kondratiev, Popov, 1965; Hooke, 1978). O vreme s-a crezut că meandrele migrează numai spre aval însă, observaţiile şi măsurătorile de teren, precum şi cercetările pe bază de analize aerofotogrammetrice, au demonstrat că sunt şi cazuri când migrarea lor se poate face şi spre amonte sau, în mod frecvent, lateral. Identificarea direcţiilor de migrare se face prin măsurarea unghiului azimut între direcţia principală şi axa de eroziune a unui meandru, definită ca ortogonală pe renie, în lungul căreia eroziunea este maximă în apexul buclei (Hickin, 1975). Acest parametru este definit prin procese şi nu prin morfologie. Rata de migrare a meandrelor scade cu cât amplitudinea acestora creşte (Kinoshita, 1961).

În stadiul unei evoluţii avansate, meandrele pot ajunge la fenomene de autocaptare sau străpungere naturală care reprezintă un fenomen de ajustare a pantei şi scurtării râurilor. De cele mai multe ori autocaptarea se realizează în timpul revărsărilor. Dintre efectele favorabile se pot menţiona: reducerea lungimii râului, scurtarea lăţimii fâşiei inundabile, reducerea timpului de navigaţie, a razei curburii buclelor rămase care duce la micşorarea albiei ce trebuie stabilizată etc. Dintre dezavantaje sunt amintite: creşterea pantei şi vitezei care, la rându-le, determină o accelerare a eroziunii patului, ceea ce se răsfrânge asupra stabilităţii întregului sistem de exploatare.

10.j.Reţeaua hidrometrică

Hidrometria este ramura hidrologiei care se ocupă cu descrierea aparatelor şi instalaţiilor hidrometrice, cu tehnicile şi metodele de măsurare şi analiză a caracteristicilor fizice şi chimice ale apei şi cu prelucrarea datelor obţinute.

Pentru obţinerea datelor cu privire la fenomenele hidrologice din cadrul unui bazin hidrografic este nevoie, ca în anumite puncte geografice, să se înfiinţeze servicii speciale de măsurare a nivelurilor, debitelor, vitezelor etc. În funcţie de importanţa lor acestea se numesc staţii hidrometrice, posturi hidrometrice etc. Totalitatea acestor servicii constituie o reţea hidrometrică care, la rându-i, înglobează două reţele componente: una cu funcţionalitate de lungă durată (reţeaua hidrometrică de bază); alta cu durată de funcţionare relativ scurtă (reţeaua hidrometrică auxiliară).

Hidrometria este disciplina care asigură informaţiile culese în timp şi spaţiu, asupra regimului de variaţie a resurselor de apă. În acest caz hidrometria poate să aibă o imagine asupra ecartului de variaţie a fenomenelor hidrologice studiate, să determine o serie de parametri din formule empirice şi modele hidrologice, să formeze şiruri statistice şi să realizeze operaţii de prognoză hidrologică.

Reţeaua hidrometrică de bază trebuie să furnizeze date continui pe cel puţin 20-25 ani. Staţiile sau posturile hidrometrice trebuie amplasate în locurile care să asigure caracterul natural al variabilei studiate. În aceste condiţii trebuie să se evite influenţele provenite din:

BCU CLUJ / STUDIA UNIVERSITY LIBRARY

- vecinătatea imediată a construcţiilor hidrotehnice de genul lacurilor de acumulare, prizelor de apă etc., dar şi a podurilor cu debuşee reduse;
- instabilitatea în plan orizontal şi vertical a albiei;
- lipsa de sensibilitate hidrologică (variaţiile mari ale nivelurilor în profil transversal care conduc la variaţii mici de debite);
- accesul dificil de la cea mai apropiată arteră de circulaţie.

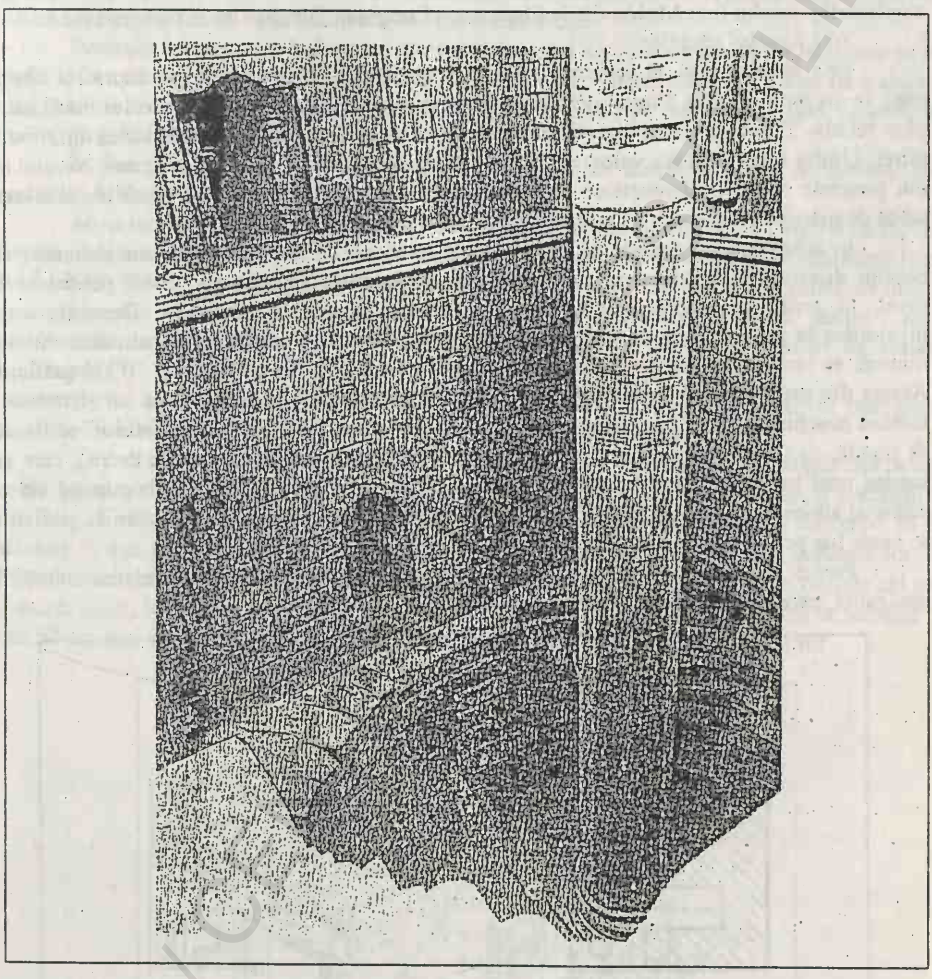


Foto 27 Nilometrul Roda de la Cairo

Repartizarea staţiilor hidrometrice şi inclusiv a posturilor, în cadrul reţelei, trebuie să aibă în vedere următoarele criterii:

- pe sectoare lungi, fără afluenţi importanţi, distanţele între două puncte hidrometrice să se aleagă astfel încât debitul mediu al cursului de apă, respectiv între două asemenea puncte învecinate, să difere cu cca.20%;
- la confluenţe importante, fiecare curs de apă să dispună de câte un punct hidrometric imediat în amonte, iar pe cursul principal de apă, de un punct în aval la o distanţă care să

satisfacă diferența de 20%, mai sus menționată, în raport cu însumarea debitelor de la confluență.

Rețeaua hidrometrică de bază din România se compune din 760 puncte hidrometrice, ceea ce ar reveni un punct la 320 km^2. Punctele hidrometrice din rețeaua auxiliară completează, temporar, rețeaua de bază cu scopul obținerii informațiilor suplimentare. Fiecare punct de măsurare este identificat prin numele râului și localitatea cea mai apropiată sau locul amplasării postului (ex: Moldovița la Dragoșa și Lunguleț, Dâmbovița la Conțești etc.).

10.k.Nivelul râurilor

Prin nivelul apei râurilor se înțelege cota oricărui punct situat pe suprafața liberă a apei, la un moment dat. Planul orizontal de referință poate fi considerat nivelul mării sau un plan relativ. Planul fix este socotit ca fiind orizontala care intersectează partea inferioară a mirei. Limita inferioară are valoarea zero și poartă numele de planul "0" al mirei. Nivelul apei din punctele rețelei hidrometrice este dat de cota suprafeței libere din profilul transversal, adică de mărimea verticalei în momentul măsurării.

În acest caz nu trebuie să se confunde termenii de nivel și adâncime deoarece sunt noțiuni diferite. Adâncimea se raportează la configurația albiei astfel încât pentru același nivel, în profil transversal, se obțin valori variabile pentru adâncimi. Deoarece cotele nivelurilor se pot schimba cu timpul, datorită proceselor de eroziune sau acumulare din albia minoră, se recomandă ca nivelurile apelor citite pe mira să fie corelate cu "0" al graficului. Acesta din urmă se stabilește pentru fiecare post hidrometric, la înființarea lui și trebuie să rămână neschimbat pe tot parcursul perioadei de activitate. Cota "zero a graficului" se fixează, de regulă, cu 0,5m mai jos decât nivelul cel mai scăzut al apelor. La albiile de râu, care sunt supuse unei intense eroziuni, "zero al graficului" se stabilește cu 1-2m sub punctul cel mai adânc al albiei minore. La râurile de câmpie, unde predomină acumularea, "zero al graficului" se poate lua pe linia talvegului sau mai jos.

Pentru transporturile fluviale, citirea nivelurilor se face prin întrebuințarea unui "0" al navigației, care reprezintă nivelul minim de navigație pe râu.

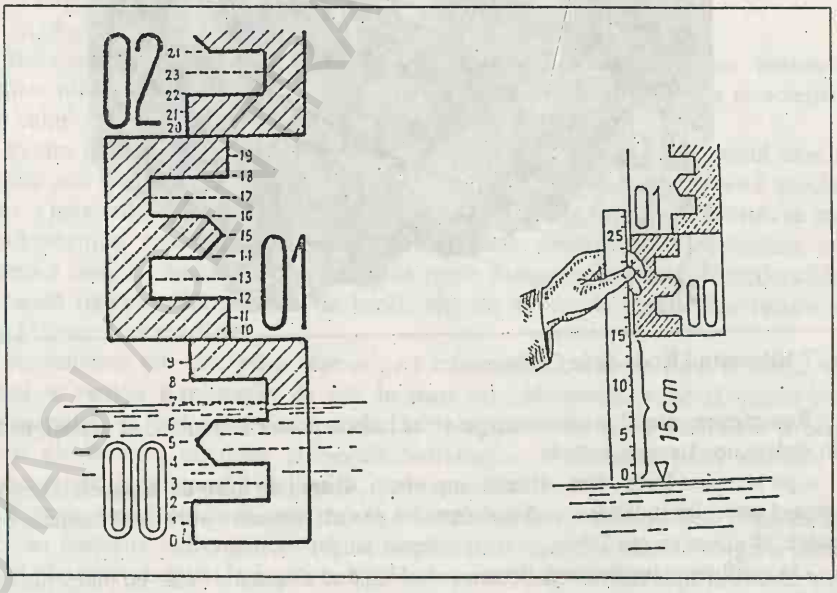


Fig.219 Modalități de măsurare a nivelului apei cu mira gradată în formă de Ę

Cea mai veche construcție pentru determinarea nivelurilor este reprezentată de NILOMETRUL Roda de la Cairo, utilizat pentru înregistrarea amplitudinii revărsărilor Nilului. A furnizat serii temporare de date, inegale ca lungime, ale scurgerii fluviului și precipitațiilor de pe înălțimile etiopiene (foto 26).

10.k.1.Construcții pentru măsurarea nivelurilor

Pentru măsurarea nivelurilor se utilizează mira hidrometrică. Aceasta este o riglă care indică nivelul suprafeței apei unui râu, lac, canal, baltă etc.

Pentru a instala mira hidrometrică este necesar ca sectorul de râu să fie rectiliniu pe cel puțin 100m, să nu prezinte rupturi de pantă, malurile să fie consolidate și albia să fie stabilă în timpul viiturilor. Mira trebuie să fie perfect verticală și fixată pe culeea unui pod, pe unul sau mai mulți piloți din albie etc.

În funcție de particularitățile locale ale râului și de scopul urmărit, se folosesc mai multe tipuri de mire.

Mira hidrometrică este formată din mai multe plăci de aluminiu, cu lungimi de 0,5-1m fiecare, divizate din 2 în 2 cm, în așa fel încât fiecare decimetru să formeze în alternanță litera E (fig.219). Plăcile se amplasează în poziție verticală, pe unul sau mai mulți piloți, în funcție de configurația albiei. Piloții amplasați trebuie să aibă o stabilitate maximă, pentru a nu fi dislocați în timpul viiturilor și să permită citirea nivelurilor pe întregul ecart de variație multianuală.

Partea inferioară a mirei este fixată, cu punctul "0 mira" în sectorul cel mai jos al fundului de albie deoarece trebuie citite și cele mai coborâte niveluri posibile.

Ținând cont de configurația albiei, mirele fixe trebuie instalate pe un singur sau pe mai mulți piloți în cazul în care malul prezintă o pantă redusă (fig.220). Se impun precauții la instalare, fiind necesare nivela sau teodolitul, pentru ca mirele de pe piloții succesivi să fie aliniate în așa fel încât să nu se suprapună sau să nu rămână distanțe între capetele lor. Pe pilotul situat la cota cea mai joasă, mira se introduce în pământ cu 30-50 cm față de cel mai coborât nivel, iar pe primul pilot, situat la cota cea mai ridicată, mira trebuie să se termine cu cca.50 cm mai sus față de cel mai ridicat nivel înregistrat în perioada observațiilor.

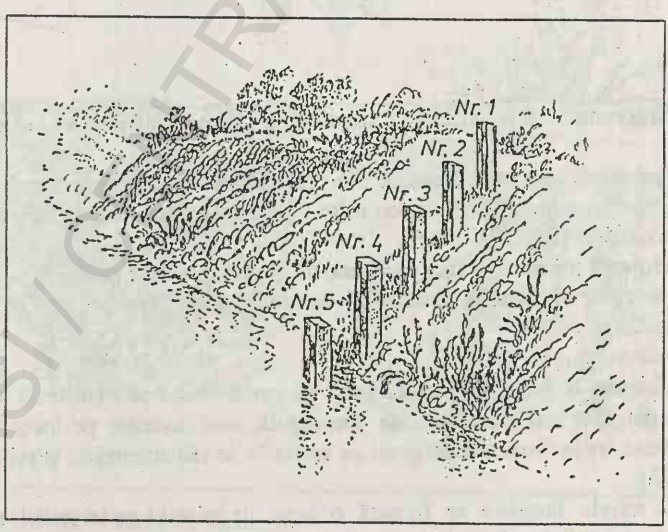


Fig.220 Numerotarea piloților

Când nu se dispune de plăci de miră, se pot instala, pe piloți, repere cu cote bine determinate, în raport cu care se pot face citirile cu mire portabile (Diaconu et al., 1997; Zăvoianu, 1999).

După modul de așezare, în raport cu înclinarea malului, mirele pot fi:

- verticale, cu piloți și plăci în poziție verticală;
- înclinate, cu valori ale înclinărilor de 35^0, 45^0 sau 60^0 în funcție de înclinarea malurilor.

1.Mirele verticale în raport cu modul lor de instalare pot fi:

Mire hidrometrice instalate pe o construcție hidrotehnică deja existentă, de genul pilei sau pe culeea unui pod. Plăcile sunt montate în același loc pentru întregul ecart de variație a nivelurilor. În cazuri extreme aceste mire se pot completa cu unu sau doi piloți de miră la partea inferioară a albiei minore sau în albie (fig.221).

Mire hidrometrice pe piloți izolați dispune de un singur pilot instalat la malul cursului de apă (fig.221).

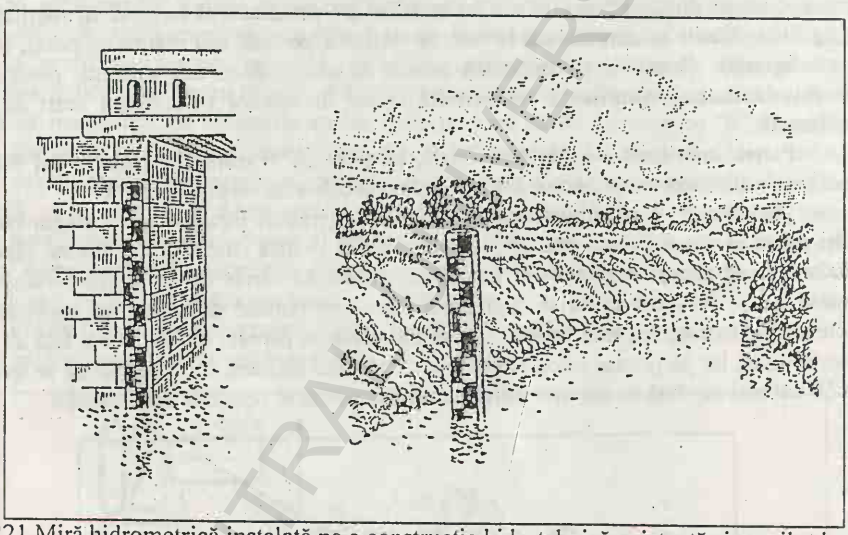


Fig.221 Miră hidrometrică instalată pe o construcție hidrotehnică existentă și pe pilot izolat

Mire pe piloți în scară, alcătuite din unu sau mai mulți piloți metalici sau din lemn, implantați în scară pe malul înclinat, cu mire montate la nivelment pentru a putea realiza o continuitate a citirilor (fig.222).

Numerotarea piloților se face începând de la mal spre axul râului.

Mire pe zidărie, instalate în cazul în care malul râului este protejat de un zid de beton sau piatră (fig.223).

2.Mirele înclinate

Sunt folosite în cazul ecarturilor mari de variație care se manifestă, cu precădere, în lacurile de acumulare sau chiar naturale. De regulă, sunt instalate pe locurile stâncoase, pe malurile betonate ori înclinate (canale) ori pe malurile de râu amenajate și protejate de pereuri stabile (fig.223).

Pentru mirele instalate se fixează o serie de planuri caracteristice, cu cote bine precizate. La partea inferioară a mirelor se deosebesc:

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- planul "0" al mirei trece prin cota "0" a mirei şi pentru care se determină poziţia altimetrică precisă;

- planul "0" al graficului este imaginar şi se fixează cu până la 1m mai jos faţă de "0" al mirei şi la care se raportează toate citirile nivelurilor care se efectuează la miră. Este o măsură de prevedere deoarece, în viaţa unei mire, survin accidente, de genul ruperii şi reinstalarea la aceeaşi cotă este foarte greoaie, albia se poate adânci şi nivelul "0" al mirei să rămână suspendat. La reinstalarea mirei, în astfel de situaţii, se determină numai diferenţa ΔH între "0" miră şi "0" grafic, iar corectarea nivelurilor se face cu noua valoare, fără a fi afectate valorile pe termen lung.

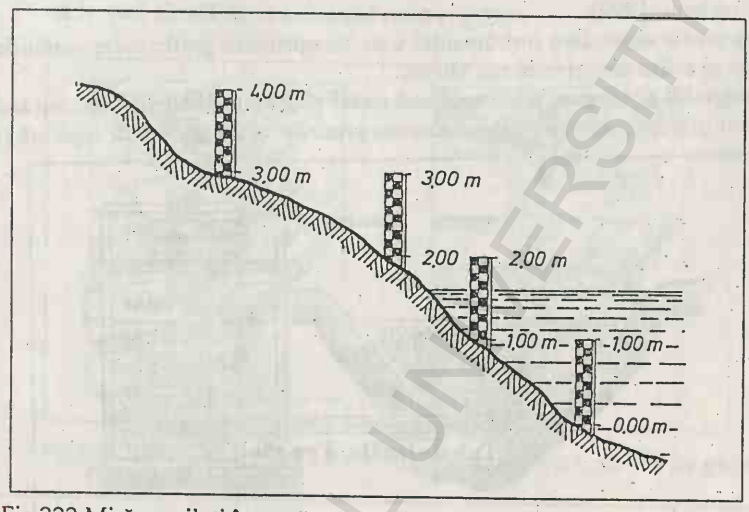


Fig.222 Miră pe piloţi în scară

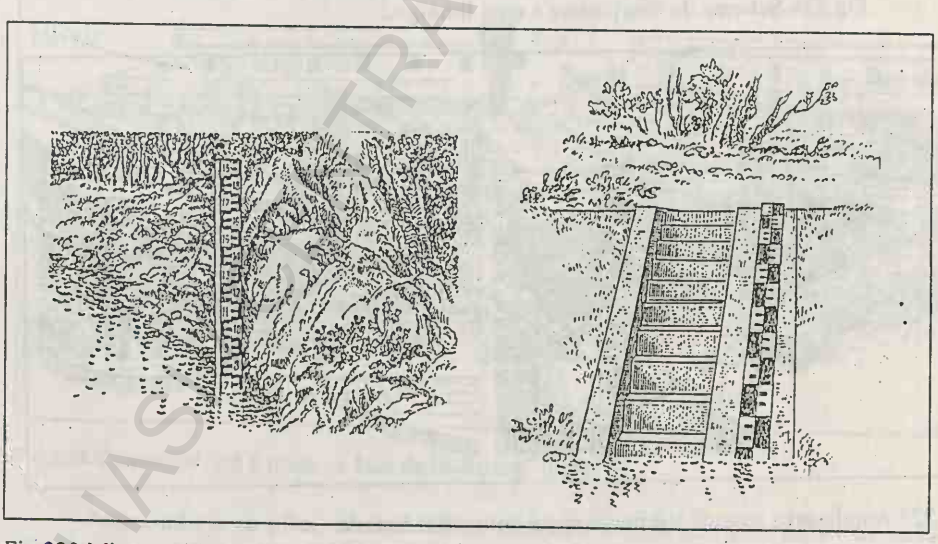


Fig.223 Miră pe zidărie în stâncă şi înclinată

La partea superioară, mira se marchează cu vopsea, printr-o linie orizontală, cu următoarele indicative:

- cota de atenție (CA), cu linie albastră; semnifică preavizarea unei viituri mari cu pericolul producerii inundațiilor;
- cota de inundație (CI), cu linie roșie; mai sus cu 0,5m arată cota la care, practic, începe procesul inundării albiei majore, a unui teren sau a unui obiectiv protejat;
- cota de pericol (CP), cu linie galbenă; de regulă cu 0,5m mai sus ca cea anterioară, avertizează asupra acțiunilor de evacuare a unităților industriale, case sau grajduri de vite, pentru a se evita pierderile de vieți omenești sau de bunuri materiale (Savin, 1996; Diaconu et al., 1997; Zăvoianu, 1999).

Limnigraful reprezintă instrumentul care înregistrează grafic toate variațiile verticale ale suprafeței apei din cadrul unui râu sau lac.

Limnigraful se montează într-o cabină metalică așezată deasupra unui tub sau puț săpat în malul râului și pus în legătură cu apa acestuia printr-un canal sau tub de legătură (fig.224).

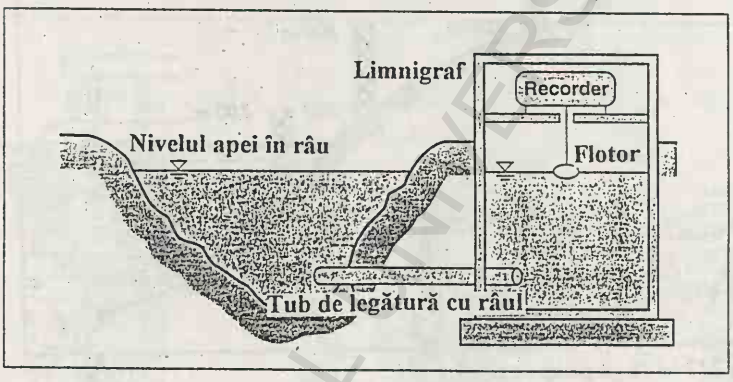


Fig.224 Schema de funcționare a unui limnigraf

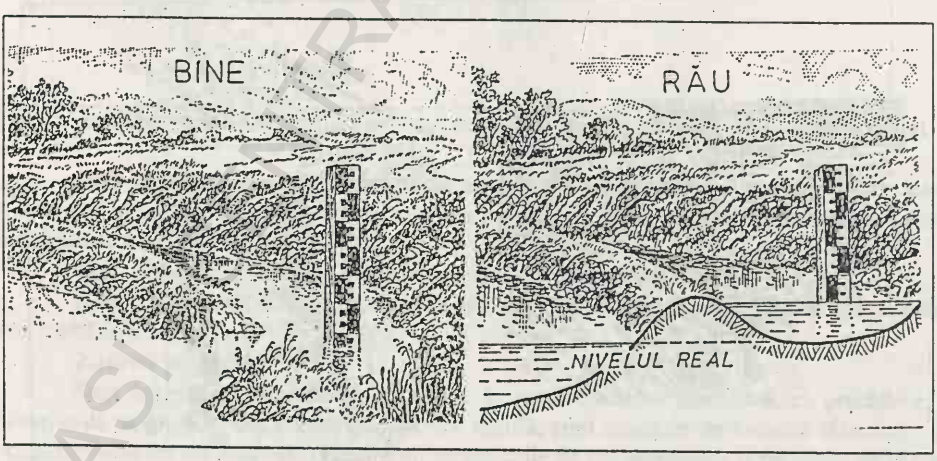


Fig.225 Amplasarea corectă a mirei în cazul colmatării laterale

După instalarea mirelor hidrometrice se efectuează citirea nivelurilor, zilnic la orele 07 și 17 pentru orarul de iarnă și 06 și 18 pentru cel de vară. Când sunt creșteri sau scăderi bruște

ale nivelului apei, citirile se pot face şi la intervale mai mici de timp. Citirile din timpul unei viituri, înregistrate din 10 în 10 cm, sunt notate în carnet. Pentru citirea corectă a nivelului se impun următoarele condiţii:

- mira să fie în contact direct cu suprafaţa apei din râu (în cazul în care mira este izolată de depunerile mâloase, nivelul de la miră nu este în concordanţă cu cel din râu şi, în acest caz, se execută un şanţ care să repună mira în legătura cu albia principală) (fig.225);
- în condiţiile existenţei unui pod de gheaţă nu se citeşte nivelul arătat de suprafaţa gheţii, ci aceasta se sparge în dreptul mirei pentru a se putea citi nivelul efectiv al apei (fig.226);
- citirea trebuie făcută de la o distanţă mică (fig.227).

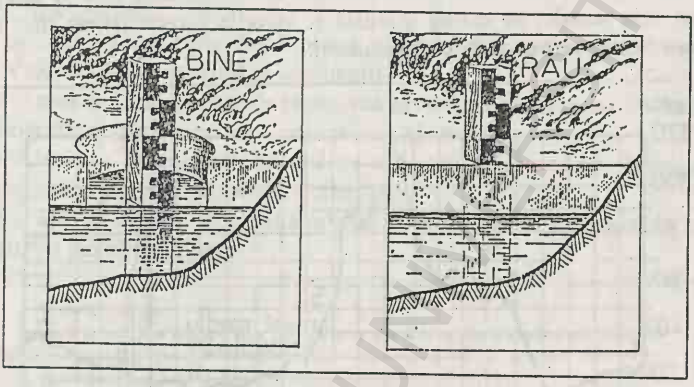


Fig.226 Instalarea corectă a mirei în cazul existenţei unui pod de gheaţă

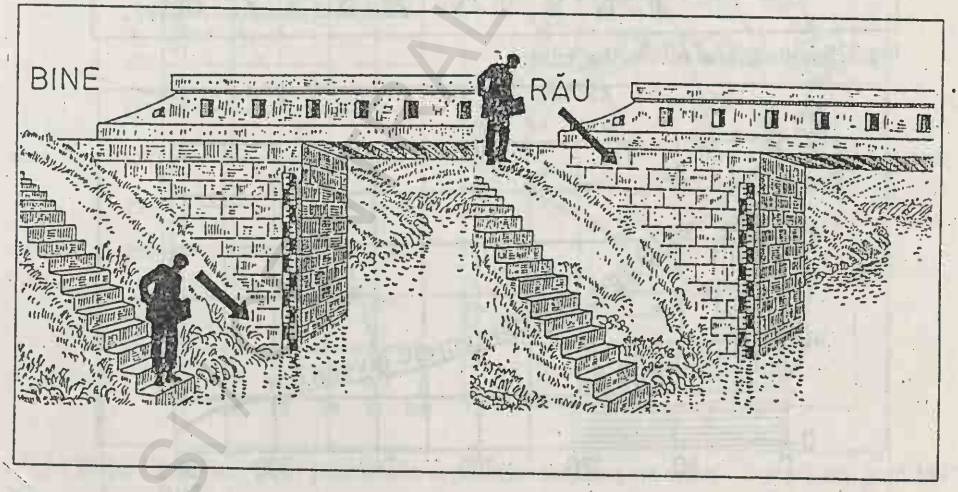


Fig.227 Citirea corectă a mirei se face de la distanţă mică

Pentru mirele cu plăci, nivelul citit se rotunjeşte la centimetru, în carnet trecându-se valoare din urmă. La mirele portabile, aceasta se aşează în poziţie verticală pe capul pilotului plasat sub apă după care se citeşte nivelul; în acest caz, valoarea citită pe miră se adună la cota pilotului şi se obţine nivelul real. Când capătul pilotului nu se află sub apă, se măsoară

distanța între capul acestuia și suprafața apei și valoarea se scade din cota pilotului pentru a se obține nivelul real. Din două sau mai multe citiri ale nivelurilor se calculează nivelul mediu zilnic al punctului ales.

În condițiile existenței unui acces greoi la punctul de măsurare se folosesc aparate de măsurat care transmit valoarea nivelului la distanță (până la 5 km). Instrumentarul respectiv este prevăzut cu o sursă de curent electric (până la 60 V) și se bazează, fie pe principiul variației rezistenței curentului electric (variația nivelului modifică intensitatea curentului electric), fie pe emiterea de impulsuri electrice (se emit 5-15 impulsuri pe secundă).

10.k.2.Prelucrarea și reprezentarea grafică a nivelurilor

După citirea nivelurilor se calculează valoarea acestora față de cota "0" grafic și se determină, prin metoda aritmetică, valorile medii zilnice; cu aceste date se calculează mediile lunare și apoi cele anuale; se extrag totodată și valorile caracteristice: maxime și minime lunare și anuale la care se trec și datele producerii.

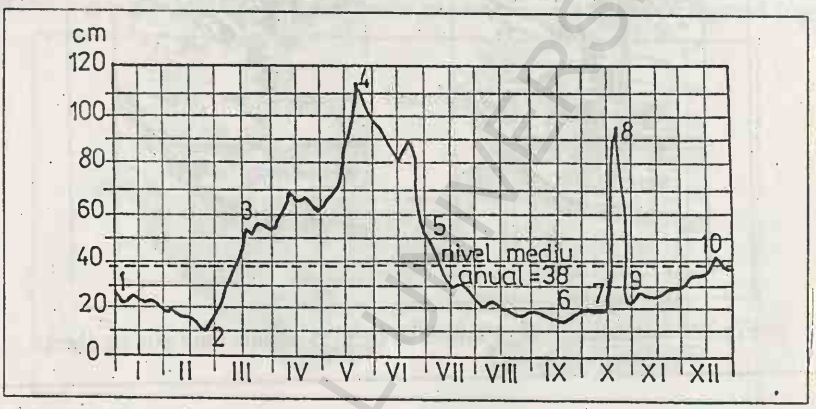


Fig.228 Hidrograful nivelurilor zilnice

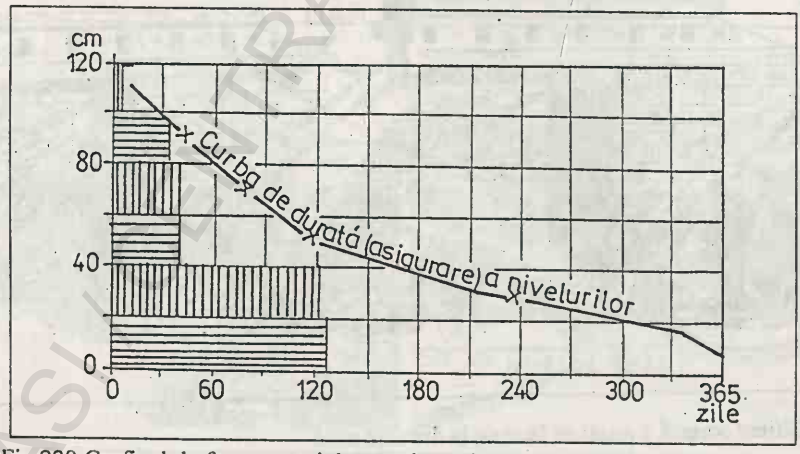


Fig.229 Graficul de frecvență și durata nivelurilor

Reprezentarea grafică, în ordine cronologică, a nivelurilor măsurate la un post hidrometric, pe un interval de timp dat, constituie un hidrograf al nivelurilor sau o hidrogramă (fig.228). La un limnigraf, graficul se execută automat pentru o zi sau o săptămână.

Analiza hidrografului anual scoate în evidență regimul nivelurilor. În condițiile României, apariția viiturilor pe râuri este posibilă în orice moment al anului, numai că frecvența lor de apariție variază spațial și în timp, cu cea mai mare pondere vara.

Pentru a afla de câte ori un nivel sau o mărime dată poate apărea în decursul unei perioade de timp, se folosesc graficele de durată și frecvență (fig.229). Când graficul se întocmește pentru o perioadă mai îndelungată se folosesc clase de valori cu intervale de nivel egale. Reprezentarea grafică a înălțimii nivelurilor, în funcție de numărul cazurilor sau de valorile zilnice, permite obținerea unui grafic care arată frecvența absolută sau relativă de apariție a unui anumit nivel (fig.230). Prin cumularea valorilor, de la cele mai mari spre cele mici și reprezentarea acestora în funcție de numărul zilelor, se obține graficul de durată care arată perioada de timp în care un anumit nivel a fost depășit.

10.k.3.Hidrogradul

Este egal cu a zecea parte din diferența nivelului minim și maxim înregistrat în locul măsurătorii. Valoarea lui se exprimă în centimetri.

Nivelul maxim (H_{max}) al apelor reprezintă nivelul cu cea mai mare valoare înregistrată la postul hidrografic respectiv, pe toată perioada de observație.

Nivelul minim (H_{min}) este nivelul cu cea mai mică valoare înregistrat la postul hidrografic respectiv, pe toată perioada de observații.

Nivelul apei la zi (H_{zi}) reprezintă nivelul sau cota râului, transmisă în ziua respectivă prin radio, telefon sau alte mijloace.

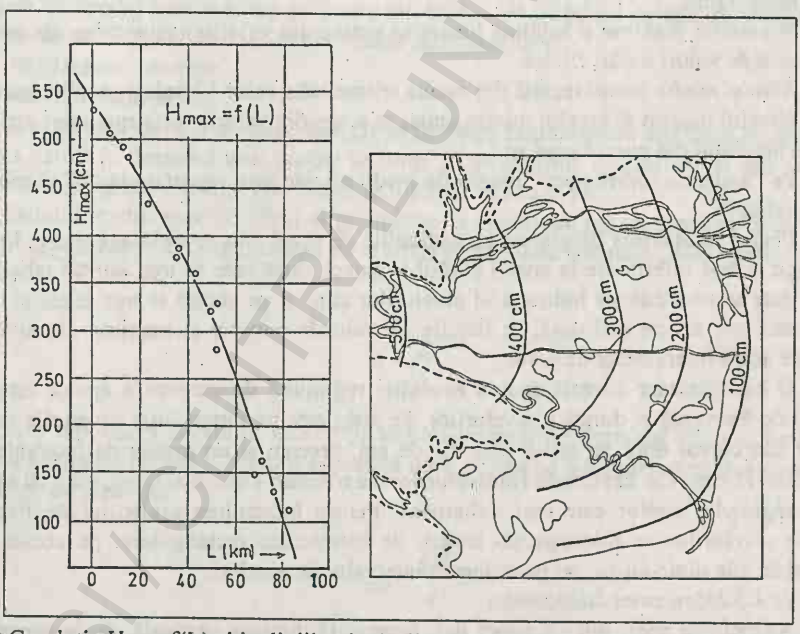


Fig.230 Corelația H_{max}=f(L) și izoliniile nivelurilor maxime ale viiturii Dunării din anul 1897

Valoarea hidrogradului (H_{gr}) se determină cu ajutorul formulei:

$$H_{gr} = \frac{H_{max} \pm H_{min}}{10} [cm]$$

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru a determina numărul hidrogradelor (Nr.H_{gr}) la fiecare post hidrometric se efectuează un raport între diferența apei la zi (H_{zi}), nivelul minim (H_{min}) și valoarea unui hidrograd (H_{gr}):

$$Nr.H_{gr} = \frac{H_{zi} \pm H_{min}}{H_{gr}}.$$

După obținerea numărului de hidrograde pentru toate posturile hidrometrice de pe cursul unui râu se întocmește harta cu hidrograde. Numărul de hidrograde se cartează, pe fiecare sector de râu, prin intermediul metodelor cartogramelor sau metoda graficelor circulare.

Pe baza hidrogradelor se poate face și o anumită apreciere a nivelurilor:

- între 1-3 hidrograde sunt ape mici și medii;
- între 4-7 hidrograde sunt ape mari;
- între 8-10 hidrograde sunt ape de inundație.

10.k.4.Tipurile de niveluri

Nivelurile medii zilnice rezultă din mediile aritmetice a nivelurilor citite pe mire sau pe limnigrafe în ziua respectivă. Rezultă din media valorilor citite la orele 07 și 17.

Nivelurile caracteristice lunare și anuale reprezintă media aritmetică a nivelurilor zilnice dintr-o lună.

Nivelurile maxime și minime lunare se extrag din valorile instantanee ale unei luni și nu din șirul de valori medii zilnice.

Nivelul mediu anual rezultă din media aritmetică a celor 12 valori medii lunare.

Nivelul maxim și nivelul minim anual se alege din valorile cele mai mari sau cele mai mici ale nivelului din cursul unui an.

Pe "anuarele hidrologice" nivelurile medii zilnice sunt raportate la "0" al mirei sau la "0" al graficului.

Pentru întocmirea diagramei cu oscilațiile de nivel zilnice trebuie extrase din anuarul hidrologic datele referitoare la postul și râul în cauză, după care se trec într-un tabel. Pe baza acestor date se construiește hidrograful nivelurilor zilnice: pe abcisă se trec zilele și lunile din cursul unui an, iar pe ordonată, în funcție de valorile minime și maxime ale nivelului, se stabilește scara intervalelor de nivel.

O caracterizare corectă asupra evoluției regimului de curgere a apelor este dată de graficul de frecvență și durată a nivelurilor. Se stabilește un raport între nivelurile maxime și minime din cursul unui an sau a unui șir de ani, precum și un număr de intervale cu cota nivelurilor în cm. Cu cât cotele intervalurilor de niveluri sunt mai mici, cu atât aprecierea asupra regimului apelor este mai judicioasă. Pentru întocmirea graficului de frecvență și durată a nivelurilor se folosește un sistem de coordonate rectangulare: pe abcisă se trece numărul de zile dintr-un an, iar pe ordonată intervalul de niveluri.

10.k.5.Măsurarea adâncimilor

Adâncimea apei, într-un punct dat, reprezintă distanța verticală, de la suprafața apei până la fund, a unui râu, lac sau mare. Adâncimea apei este un foarte bun indicator pentru aprecierea morfologiei fundului. Când se întreprind mai multe măsurători se pot întocmi curbe batimetrice pe un tronson sau pe întregul curs de apă.

Măsurătorile transversale, pe cursul unei ape, sunt efectuate cu scopul determinării suprafeței secțiunii de curgere. În acest scop sunt folosite diferite mijloace, în funcție de mărimea adâncimilor și lățimea cursului de apă.

Tija hidrometrică este o țeavă cu diametrul de 2-3 cm, dotată cu gradații din cm în cm, fiind folosită pentru măsurare în râurile mici, care nu depășesc 3-4m adâncime și viteze ce nu depășesc 1,5 m/s; măsurătorile se fac direct în albie, de pe o ambarcațiune, o punte sau de pe un cărucior cu cablu. Tija hidrometrică gradată dispune, la partea inferioară, de o plăcuță de 10*10 cm, pentru a se așeza perfect pe fundul râului.

Citirea se face în condițiile când tija este perfect verticală. În condițiile existenței valurilor se face o citire la creasta valului, una la baza lui și apoi se află media. Tija dispune de un singur segment cu 1,5m lungime sau de mai multe, utilizate, în cazul apelor mai adânci.

Prăjina hidrometrică este folosită pe râurile cu adâncimi mari, de 4-5m și viteze mici; în unele cazuri se folosește și la râurile cu adâncimi de 3-3,5m când vitezele au valori medii.

Cablul lestat este folosit la râurile cu adâncimi mari. Măsurarea se face de pe pod sau de pe o ambarcațiune. Cablul este prevăzut cu o greutate de 0,5-25 kg la partea inferioară. Din cauza devierii cablului se impune efectuarea unei corecții în funcție de mărimea abaterii de la verticală. Cablurile sunt derulate cu ajutorul troliului.

Ecosonda este un aparat automat folosit la determinarea adâncimilor și se bazează pe principiul reflectării sunetului după ce acesta a lovit fundul. Diagramele obținute sunt foarte exacte și utile în analiza morfologică a fundurilor de albie.

Distanța dintre verticalele de sondaj se măsoară cu panglici de oțel, cu cabluri gradate sau se determină prin ridicări topografice. La râurile mici se poate folosi ruleta. Când secțiunile de măsurare sunt prevăzute cu punți hidrometrice sau cu cărucioare pe cablu, verticalele de sondaj sunt marcate pe punte sau cablu. De pe podul de gheață, distanța dintre verticalele de sondaj și adâncimi, se efectuează mult mai ușor.

10.1.Debitul râurilor

10.1.1.Debitul lichid

Prin debitul de apă al unui râu (Q) se înțelege cantitatea de apă care se scurge prin secțiunea activă în decursul unei unități de timp. El se exprimă în l sau m^3 și este asociat cu unitățile de timp s, min., oră, zi etc. Uzual se folosesc m^3/s sau l/s.

Debitul mediu specific (debitul pe unitate de suprafață) (q) se exprimă în $l/s/km^2$ sau $m^3/s/km^2$ și este raportul dintre debitul de apă (Q) și suprafața bazinului hidrografic (F sau S_b) (fig.231):

$$q = \frac{Q}{F}.$$

Prin raportarea debitului scurs (Q) într-un interval de timp dat (T) (zi, lună, an) la suprafața bazinului (F sau S_b), sau o suprafață dată, se obține înălțimea stratului de apă scurs (h_{mm}) de pe un areal dat:

$$h_{(mm)} = \frac{QT}{F}.$$

Continent	Suprafața 10^6 km^2	Precipitații		Evapotranspirație		Scurgere	
		km^3/an	Mm/an	km^3/an	mm/an	km^3/an	Mm/an
Europa	10,0	6600	657	3800	375	2800	282
Asia	44,1	30700	696	18500	420	12200	276
Africa	29,8	20700	695	17300	582	3400	114
Australia[1]	7,6	3400	447	3200	420	200	27

America de Nord	24,1	15600	645	9700	403	5900	242
America de Sud	17,9	28000	1564	16900	946	11100	618
Antarctida	14,1	2400	169	400	28	2000	141
Total[2]	148,9	111100	749	71400	480	39700	266

1 Fără Noua Zeelandă şi insulele adiacente; 2 Inclusiv Noua Zeelandă şi insulele adiacente.

Tabel 22 Bilanţul apei pe continente

după Baumgartner, Reichel, 1975

Râul	Suprafaţa drenată		Debit				Coeficientul scurgerii
	10^3 km^2	%[1]	m^3/s	km^3/an	mm/an	%[2]	
Amazon	7180	4,8	190000	6000	835	13,0	0,47
Zair	3822	2,6	42000	1330	340	2,9	0,25
Chang Jiang	1970	1,3	35000	1100	560	2,4	0,50
Orinoco	1086	0,7	29000	915	845	2,0	0,46
Brahmaputra	589	0,4	20000	630	1070	1,4	0,65
La Plata	2650	1,8	19500	615	235	1,3	0,20
Enisei	2599	1,7	17800	565	215	1,2	0,42
Mississippi	3224	2,2	17700	560	175	1,2	0,21
Lena	2430	1,6	16300	515	210	1,1	0,46
Mekong	795	0,8	15900	500	630	1,1	0,43
Gange	1073	0,7	15500	490	455	1,1	0,42
Irrawaddy	431	0,3	14000	440	1020	1,0	0,60
Obi	2950	2,0	12500	395	135	0,9	0,24
Sikiang	435	0,3	11500	365	840	0,8	-
Amur	1843	1,2	11000	350	190	0,8	0,32
Sf.Laurenţiu	1030	0,7	10400	330	310	0,7	0,33
Total	34107	22,9	478100	15100	-	32,8	-

1 La suprafaţa totală a Terrei; 2 La suprafaţa scurgerii spre ocean.

Tabel 23 Suprafaţa drenată, debitul şi coeficientul scurgerii pentru unele râuri ale globului

după Baumgartner, Reichel, 1975; Jones, 1985; Lvovici, 1974; Dingman, 1994

- Metode de determinare a debitului lichid

Debitul se poate calcula atât prin metode directe, cât şi indirecte. Printre cele mai utilizate metode de determinare a debitului sunt: morişca hidrometrică (metoda analitică, metoda grafoanalitică etc.), flotorii de suprafaţă, metoda volumetrică, deversorii hidrometrici (deversori dreptunghiulari, deversori triunghiulari), metoda chimică, cheia limnimetrică (corelaţia dintre niveluri şi debite). În fiecare caz se porneşte de la formula generală conform căreia debitul (Q) reprezintă produsul dintre secţiunea de curgere (ω) şi viteza apei (V):

$$Q = \omega V.$$

În funcţie de numărul verticalelor de viteză utilizate şi numărul punctelor de măsurare a vitezei pe fiecare verticală, măsurătorile pot fi:

- complete, când vitezele sunt măsurate în toate punctele standard de pe verticalele vitezelor din cadrul profilului;
- măsurători la 0,6h, când în fiecare verticală se măsoară viteza numai la 0,6 din adâncimea fiecărei verticale;
- măsurători la suprafaţă, când în fiecare verticală se măsoară viteza doar la suprafaţă;

BCU CLUJ / BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

- integrală, când viteza medie a fiecărei verticale se determină prin metoda integrării vitezelor.

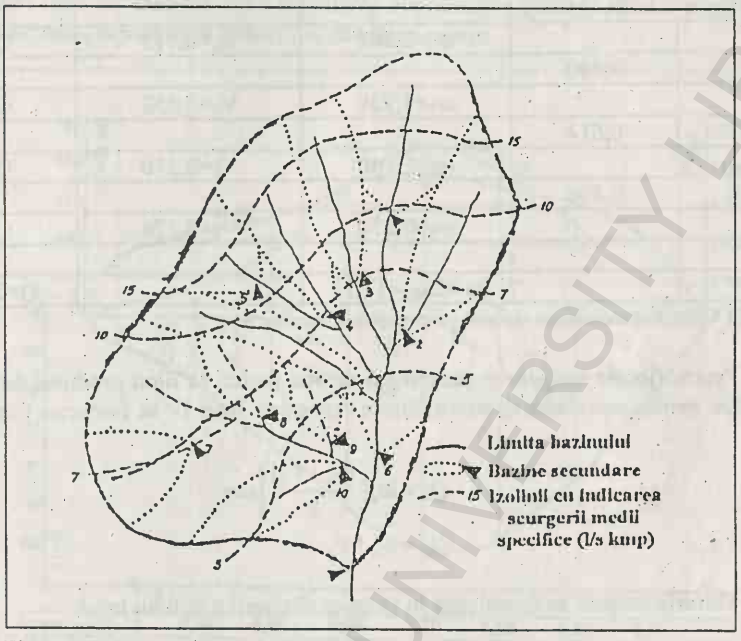


Fig.231 Determinarea scurgerii medii specifice

Determinarea debitelor prin măsurarea vitezelor cu morișca hidrometrică

1.*Metoda analitică* unde debitul total reprezintă suma debitelor parțiale dintre verticalele de viteză. Se impun următoarele etape:

- calcularea vitezelor medii pe fiecare verticală (V_1, V_2...V_n);
- determinarea suprafețelor parțiale dintre verticalele de viteză (ω_1, ω_2...ω_n);
- estimarea vitezelor medii pentru suprafețele dintre verticalele de viteză (V_1, V_2...V_n).

Viteza medie, în cadrul unei secțiuni parțiale de curgere, reprezintă media aritmetică a vitezelor medii de pe verticalele vecine. Pentru cele două secțiuni extreme (dintre prima și ultima verticală de viteză și mal) viteza medie se estimează ca fiind 2/3 din prima și din ultima viteză medie (tabel 24).

Verticala de viteză	Viteza medie pe verticală m/s	Suprafața dintre verticalele de viteză ω_i	Viteza medie dintre verticalele de viteză V m/s	Debitele parțiale Q_i
I	0,302	ω_1=0,08	V_1=0,201	Q_1=0,016
		ω_2=0,500	V_2=0,378	Q_2=0,189
II	0,435			
		ω_3=1,030	V_3=0,411	Q_3=0,423
III	0,370			
		ω_4=1,620	V_4=0,542	Q_4=0,878

BCU IAȘI CAROL I UNIVERSITY LIBRARY

IV	0,713			
		ω_5=2,210	V_5=0,724	Q_5=1,600
V	0,735			
		ω_6=2,360	V_6=0,712	Q_6=1,680
VI	0,690			
		ω_7=1,920	V_7=0,652	Q_7=1,250
VII	0,614			
		ω_8=1,140	V_8=0,510	Q_8=0,607
VIII	0,406			
		ω_9=0,270	V_9=0,270	Q_9=0,073
		$\omega = \Sigma\omega_i$=11,13		$Q=\Sigma Q_i$=6,716

Tabel 24 Calculul debitului de apă prin metoda analitică

Pentru fiecare secțiune se determină debitul parțial ca fiind produsul dintre secțiune și viteză. Ex: pentru calcularea debitului dintre verticalele III și IV se folosește formula:

$$Q_4 = \omega_4\left[\frac{(V_3 + V_4)}{2}\right] sau$$

$$Q_4 = \omega_4 * V_4.$$

Valorile parțiale se însumează în vederea obținerii debitului total:

$$Q = \frac{2}{3}\omega_0 * V_1 + \omega_1\frac{(V_1 + V_2)}{2} + \omega_2\frac{(V_2 + V_3)}{2} + \ldots + \omega_{n-1}\frac{(V_{n-1} + V_n)}{2} + \frac{2}{3}\omega_n V_n\left(\frac{m^3}{s}\right).$$

Metoda analitică se poate folosi și pentru determinarea vitezelor la 0,6 sau la suprafață, considerându-le ca fiind viteze medii pentru verticalele respective. Debitul calculat, în acest caz, poartă numele de debit fictiv.

2.*Metoda grafomecanică* este o reprezentare grafică a secțiunii transversale și a hodografului vitezelor pentru fiecare verticală (fig.232).

În acest caz se planimetrează suprafața fiecărui hodograf, care este egală cu adâncimea verticalei, înmulțită cu viteza medie pe verticală. Suprafața (m^2), înmulțită cu unitatea de lățime a albiei (1m), reprezintă debitul elementar (q) care se exprimă în $m^3/s/m$ (Diaconu, Lăzărescu, 1965).

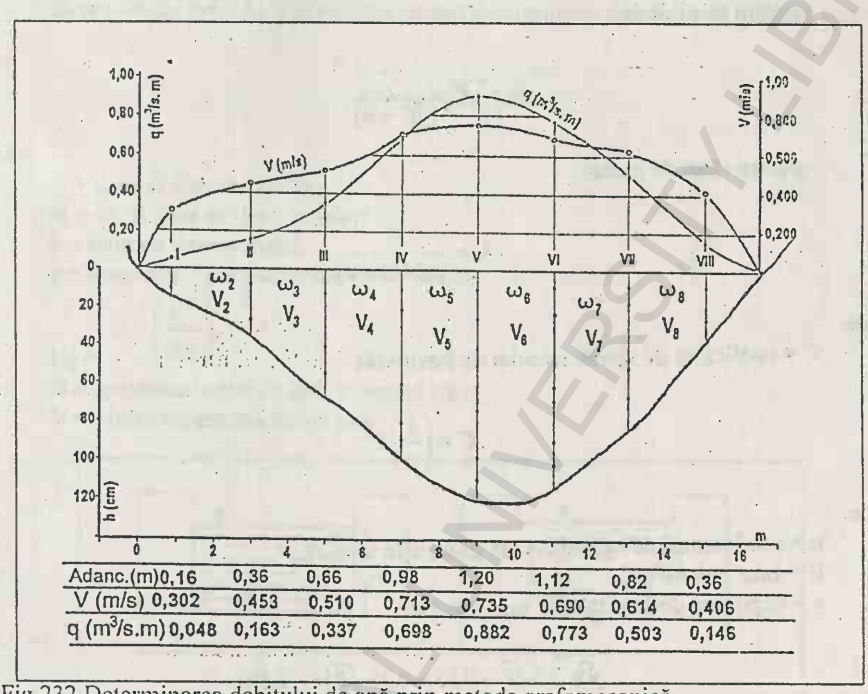
Luând drept bază linia oglinzii apei, se construiește deasupra profilului transversal un grafic pe care, în prelungirea verticalelor vitezelor, se reprezintă, la scară, valorile debitului elementar. Se planimetrează suprafața rezultată din unirea punctelor, se înmulțește cu produsul scărilor folosite și se obține valoarea debitului care curge prin secțiunea dată.

3.*Metoda grafoanalitică* este asemănătoare cu metoda grafomecanică. Pentru metoda în cauză calcularea vitezei medii se face prin media aritmetică a vitezelor fâșiilor orizontale cu lățimi de 4-5 mm. Se folosește și reprezentarea grafică a secțiunii de curgere cu hodograful vitezelor pe fiecare verticală.

În partea inferioară a figurii se construiește un tabel care cuprinde: numărul verticalei de sondaj, numărul verticalei de viteză, distanța de la reper, adâncimea apei (h_m), viteza medie pe verticală (m/s) și debitul elementar ($m^3/s/m$). Viteza medie din fiecare verticală este media

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

aritmetică a valorilor fâşiilor de 4-5 mm, determinate pe hodograful vitezelor. Fâşiile pot fi asimilate şi cu unele figuri geometrice (triunghi, dreptunghi, trapez) ale căror suprafeţe parţiale sunt uşor de calculat. Prin însumarea suprafeţelor parţiale rezultă suprafaţa totală a hodografului care, raportată la adâncime, dă viteza medie.



Adanc.(m)	0,16	0,36	0,66	0,98	1,20	1,12	0,82	0,36
V (m/s)	0,302	0,453	0,510	0,713	0,735	0,690	0,614	0,406
q (m³/s.m)	0,048	0,163	0,337	0,698	0,882	0,773	0,503	0,146

Fig.232 Determinarea debitului de apă prin metoda grafomecanică

Cu ajutorul valorilor obţinute se construieşte graficul epurei vitezelor deasupra oglinzii apei; în acelaşi mod se procedează şi cu debitul elementar. Pe epura debitelor elementare, construită prin prelungirea verticalelor de viteză, se obţin o serie de figuri geometrice folosite la determinarea debitelor parţiale. Pentru calcularea debitului total se foloseşte ecuaţia:

$$Q = \frac{1}{2}(q_1 b_1) + \left[\frac{(q_1 + q_2)}{2}\right] b_2 + \ldots + \left[\frac{(q_{n-1} + q_n)}{2}\right] b_{n-1} + \frac{1}{2}(b_n q_n).$$

Debitul se poate obţine şi prin planimetrarea figurii obţinute dacă se cunoaşte scara epurei debitelor elementare şi a lăţimii oglinzii apei.

Determinarea debitului cu ajutorul vitezei obţinute din deplasarea flotorilor. Se determină viteza de suprafaţă cu ajutorul flotorilor, după care se calculează un debit fictiv ca rezultat al produsului dintre viteză (V) şi secţiune (ω):

$$Q_{fictiv} = \omega V_{supr}.$$

Debitul real este determinat prin introducerea unui coeficient de corecţie:

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$Q = KQ_{fictiv}.$$

unde:

K = coeficient de reducție egal cu 0,86-0,89 calculat astfel:

- pentru râuri de șes:

$$K = \frac{C}{(C+6)}.$$

- pentru râuri de munte:

$$K = \frac{C}{(1{,}34C+6)}.$$

unde:

C = coeficient de viteză calculat de Pavlovski:

$$C = \left(\frac{1}{n}\right)R^{y}.$$

unde:

n = coeficientul de rugozitate (se găsește în tabele);

R = raza hidraulică;

y = exponent obținut tabelar sau calculat:

$$y = 2{,}5\sqrt{n} - 0{,}13 + 0{,}75\sqrt{R}(n - 0{,}10)$$

y=1,5vn când R<1,0m.

y=1,3vn când R>1,0m.

1.*Metoda construcțiilor hidrotehnice*

Uneori, pentru o serie de pâraie și canale se folosesc canale deversori cu secțiuni stabile de curgere, pentru care sunt întocmite curbe de tarare. Debitul se obține în funcție de înălțimea nivelului la deversor.

Se cunosc mai multe tipuri de deversori, de unde și diferitele forme și curbe de tarare deoarece, prin citirea nivelurilor se obține direct debitul de apă evacuat. Se remarcă următoarele tipuri de deversori:

a. Cu *prag larg* care, la rându-le, prezintă un prag inundat și altul neinundat.

Deversori cu prag larg inundat permit determinarea debitului cu ajutorul ecuației:

$$Q = \rho * b * H\sqrt{2g[H_0 - (P_1 - P)]}$$

unde:

ρ = coeficientul de viteză obținut sub formă tabelară;

P_1 = adâncimea apei în aval de deversor (m);

P = înălțimea feței apei din amonte de deversor (m);

b = lățimea deversorului (m);

BCU IASI - TRADITIONAL UNIVERSITY LIBRARY

$H_0 = H + \left(\frac{V_m^2}{2g}\right)$;

H = grosimea lamei de apă deversată (m).

Deversori cu prag larg neinundat permit determinarea debitelor cu ajutorul ecuației:

$$Q = mb\sqrt{2g} * H_0^{\frac{3}{2}}.$$

unde:

Q = debitul calculat (m^3/s);

m = coeficient de debit tabelar;

b = lățimea deversorului;

g = accelerația gravitațională (9,81 m/s^2);

$H_0 = H + \left(\frac{V^2}{2g}\right)$;

H = grosimea lamei de apă deversată (m);

V = viteza curentului în amonte.

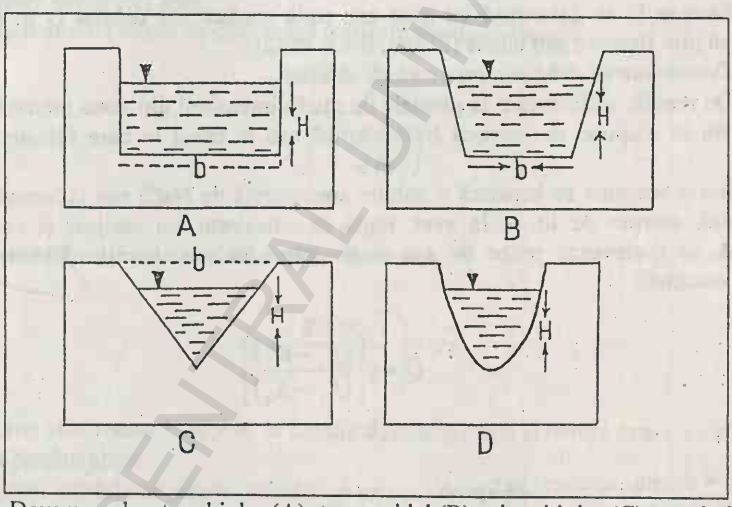


Fig.233 Deversor: dreptunghiular (A); trapezoidal (B); triunghiular (C); parabolic (D)

b. *Deversori cu pereți subțiri*

După forma secțiunii transversale pot fi (fig.233):

Deversori dreptunghiulari care permit calcularea debitului conform ecuației:

$$Q = m_0 b\sqrt{2g}H^{\frac{3}{2}}.$$

unde:

H = grosimea lamei deversante (m);

m_0 = coeficientul de debit; se calculează conform ecuației:

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$\left[0{,}405+\left(\frac{0{,}003}{H}\right)\right]\left\{1+0{,}55\left[\frac{H}{(H-P)^2}\right]-\right\}.$$

unde:

P = înălțimea pragului deversor față de fund.

Deversorul trapezoidal prezintă pereți cu înclinarea tgα = Ó, iar sarcina maximă (H) trebuie să fie cel puțin 1/3 din lungimea pragului:

$$Q = 1{,}86 * b * H^{\frac{3}{2}}.$$

Deversorul triunghiular prezintă sarcina minimă H = 0,05m și pe cea maximă H = 1m:

$$Q = 1{,}4H^{\frac{5}{2}} sau$$
$$Q = 1{,}343H^{2{,}47}.$$

Sarcina H se determină cu mira sau rigla gradată, iar debitul Q în l/s sau m^3/s se determină prin formule sau tabele (Pișota, Buta, 1982).

Determinarea debitului prin metoda diluției

De regulă, se folosește la pâraiele de mici dimensiuni din zona montană, în condițiile în care nu se dispune de morișcă hidrometrică sau în cazul în care folosirea acesteia este greoaie.

Într-o secțiune se lansează o soluție concentrată de NaCl sau coloranți (fluoresceina, bicromatul, clorura de litiu). În aval, după ce amestecul s-a realizat și concentrația este omogenă, se prelevează probe de apă și se determină concentrația. Debitul se obține cu ajutorul ecuației:

$$Q = q\left[\frac{(K_1 - K_2)}{(K_2 - K_0)}\right].$$

unde:

q = debitul soluției (l/s);

K_1 = concentrația soluției deversată (g/l);

K_0 = concentrația soluției în stare naturală;

K_2 = concentrația în proba din aval.

Când nu se are în vedere concentrația inițială a râului, în stare naturală, considerând-o nulă, se simplifică formula:

$$Q = q\frac{K_1}{K_2}.$$

Metoda este incomodă deoarece folosește o cantitate mare de soluție.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1.*Metoda volumetrică* este utilizată doar în determinarea debitului unor izvoare sau pâraie de mici dimensiuni, cu curgere de câțiva l/s.

În vederea realizării acestui procedeu, izvorul sau pârâul se dirijează pe un jgheab și volumul de apă este colectat într-un vas cu gradații cunoscute (W). Timpul de umplere se cronometrează (t) și se află debitul conform ecuației:

$$Q = \frac{W}{t}\left(\frac{l}{s}\right).$$

2.*Metoda hidraulică* este utilizată în condițiile în care nu se dispune de alte mijloace și se bazează pe folosirea unor formule empirice. Formula Chezy este cea mai uzitată:

$$V = C\sqrt{RI}.$$

unde:

V = viteza medie pe secțiunea de măsurare;
C = coeficient de viteză;
R = raza hidraulică;
I = panta suprafeței apei.
Coeficientul de viteză se calculează conform formulei Basén:

$$C = \frac{87}{\left(\frac{1+9\gamma}{\sqrt{RI}}\right)}.$$

unde:

γ = rugozitatea; se determină conform formulei:

$$\gamma = \left(\frac{87\Omega R\sqrt{I}}{Q}\right) - \sqrt{R}.$$

Valorile sunt redate în tabele, în funcție de configurația și natura materialelor care intră în alcătuirea patului albiei.

Cele mai importante debite întâlnite pe un curs de apă sunt:

Debitul maxim maximorum ($Q_{max.max}$) reprezintă debitul cel mai mare înregistrat până în prezent. Poate avea și caracter catastrofal ($Q_{cat.}$).

Debitul extraordinar ($Q_{max.ex.}$) reprezintă debitul cel mai mare înregistrat într-o perioadă de 30 ani consecutivi.

Debitul maxim anual ($Q_{max.an.}$) este debitul cel mai mare înregistrat în timp de un an și are o durată de o zi în cadrul acelui an.

Debitul mediu anual ($Q_{med.an.}$) este un rezultat obținut prin media aritmetică a debitelor zilnice dintr-un an.

Debitul normal sau *debitul modul* (Q_0) reprezintă media aritmetică a debitelor anuale pe un șir îndelungat de ani.

Debitul mediu ($Q_{med.}$*vară;* $Q_{med.}$*decadă etc.*) este debitul care se stabilește pentru o anumită perioadă de timp (decadă, lună, anotimp).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Debitul de etiaj (Q_{etj}) exprimă situaţia debitului minim minimorum a cărui valoare este mai mică decât media debitului minim. Acest debit este considerat ca fiind debitul cu durata de 355 zile şi numai 10 zile din an ar putea să producă un debit mai mic decât Q_{etj}. Debitele specifice cu cantitatea de apă mai mică de 1 l/s/km^2 sunt considerate debite de etiaj.

Debitul minim anual ($Q_{min.an}$) reprezintă debitul cu cea mai mică valoare dintr-o zi a unui an.

Debitul minim minimorum ($Q_{min.min}$) este debitul cu cea mai mică valoare, produs până în prezent.

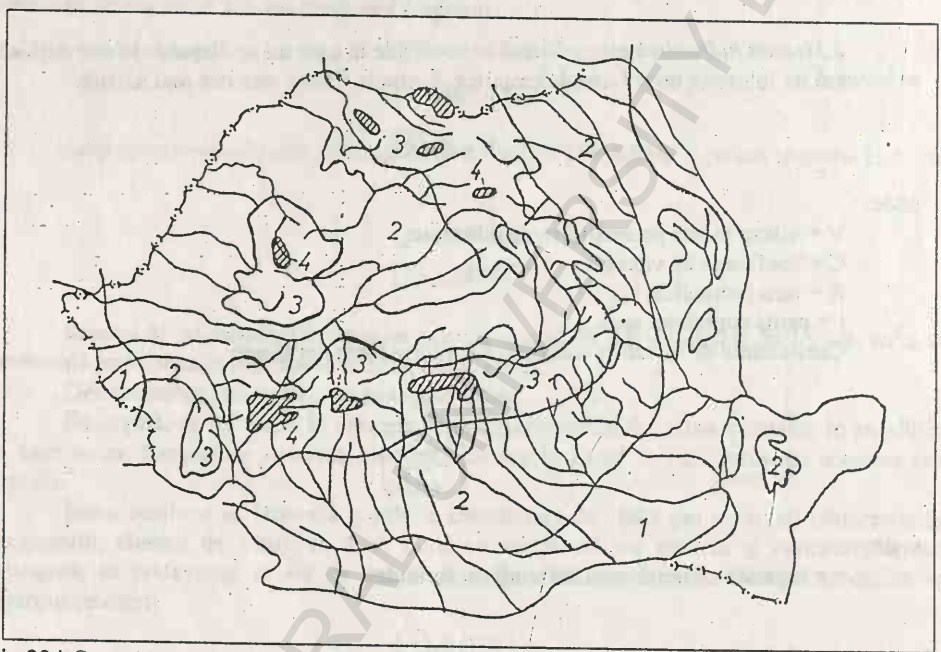


Fig.234 Scurgerea medie multianuală pentru teritoriul României: 1-q<1 l/s km^2; 2-q 1-7 l/s km^2; 3-q 7-30 l/s km^2; 4-q>30 l/s km^2.

după Diaconu, 1988

Debitul specific reprezintă debitul de apă scurs pe versanţi, care poate fi raportat la suprafaţa bazinului hidrografic de pe care se colectează (fig.234). Se calculează conform relaţiei:

$$q + \frac{Q}{F}\left[\frac{m^3}{s} * km^2 sau \frac{l}{s} * ha\right].$$

Când debitul (Q) curge continuu pe intervalul de timp (T), volumul (QT) poate fi echivalent şi cu înălţimea (h) unui strat de apă uniform repartizat pe întreaga suprafaţă a bazinului hidrografic. Se obţine prin relaţia:

$$h = \frac{QT}{F}\left[\frac{l}{m^2}\right].$$

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Constanta debitului unui râu (coeficientul de torenţialitate) reprezintă raportul dintre debitul maxim şi cel minim înregistrat ($\frac{1}{933}$ pentru Bârlad, $\frac{1}{130}$ pentru Someşul Mic, $\frac{1}{16}$ pentru Dunăre etc.).

Nr. crt.	Râul	Suprafaţa bazinului km^2	Debitul mediu m^3/s	Scurgerea medie mm
1	Siret	44080	190,0	134,0
2	Mureş	27919	165,0	185,0
3	Olt	24300	164,0	213,0
4	Someş	15217	118,0	243,0
5	Jiu	10469	86,0	259,0
6	Prut	28396	80,0	89,0
7	Argeş	12681	64,0	161,0
8	Bistriţa	7042	52,0	232,0
9	Ialomiţa	8873	38,8	117,0
10	Timiş	5248	36,5	221,0

Tabel 25 Debitele medii pentru celor mai importante râuri din România

Fig.235 Terenurile cu exces de umiditate pe teritoriul României

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Debitul mediu total al râurilor din România este estimat la valoarea de 1150 m^3/s, din care 443 m^3/s aparţin bazinului Tisei, 702 m^3/s bazinului Dunării şi doar 5 m^3/s bazinului Mării Negre. Din regiunea montană, de la altitudini mai mari de 500m, provin cca.84% (955 m^3/s) din scurgerea totală, restul aparţinând regiunilor de şes (6,9%) şi de dealuri (Podişul Transilvaniei cca.70 m^3/s, Podişul Moldovei şi Podişul Sucevei cca.30 m^3/s, Câmpia Română şi Piemonturile Sudice cca.55 m^3/s, Câmpia şi Piemonturile Vestice 30 m^3/s) (Ujvari, 1972).

Pentru a se asigura un echilibru între perioadele cu excedent de umiditate şi cele cu deficit, este necesar să se realizeze o regularizare a debitelor, adică o compensare a acestora (fig.235,236). Cea mai rapidă şi eficientă măsură o reprezintă construcţia de lacuri de acumulare (lacurile de pe râul Olt, L.Vidraru de pe Argeş, L.Strâmtorii de pe Firiza, L.Tarniţa şi L.Fântânele de pe Someş, L.Izvorul Muntelui pe Bistriţa, L.Vidra pe Lotru etc.).

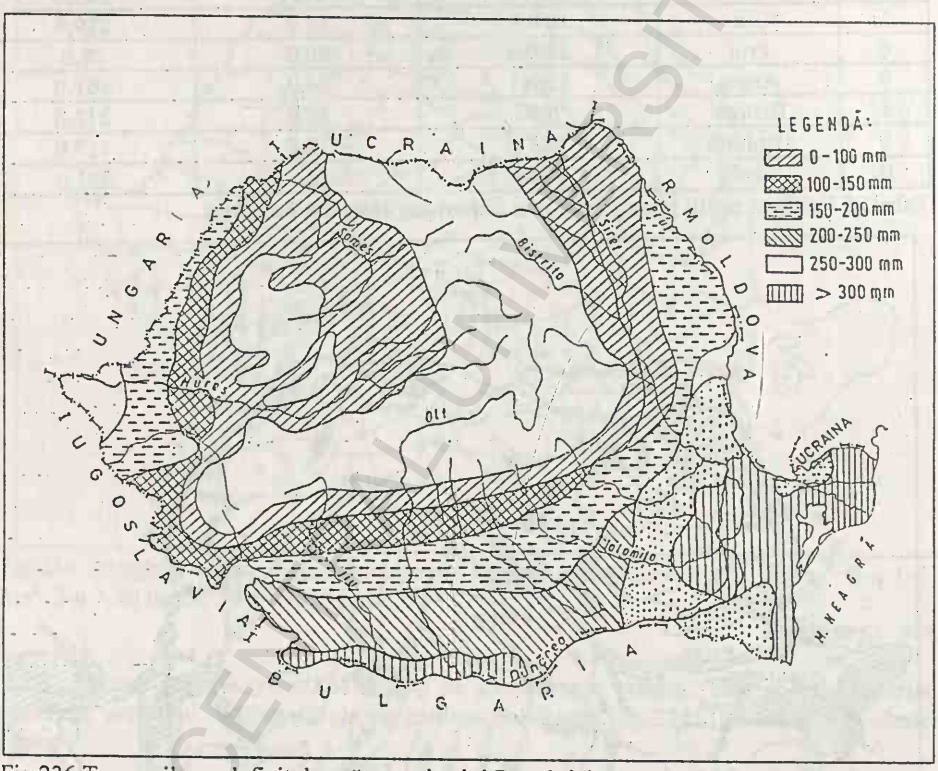


Fig.236 Terenurile cu deficit de apă pe teritoriul României

Nr. crt.	Fluviul	Debitul mediu m^3/s	Debitul maxim m^3/s	Modulul scurgerii $l/s/km^2$
1	Amazon	190000	300000	26,5
2	Zair (Congo)	39000	60000	10,6
3	Chang Jiang	34000	40000	18,0
4	Gange	32500	65000	15,8
5	Orinoco	29100	55000	26,3

BCU IASI CENTRUL UNIVERSITAR

6	Mississippi	18400	80000	5,7
7	Enisei	17800	120000	7,0
8	Lena	16800	110000	7,0
9	Parana	16500	30000	6,2
10	Mekong	14800	33000	18,3
11	Sf.Laurenţiu	14000	-	10,8
12	Irrawaddy	13000	40000	30,3
13	Obi	12300	42800	4,1
14	Mackenzie	11320	26800	6,3
15	Amur	10800	40000	5,8
16	Columbia	8460	-	12,6
17	Magdalena	8200	-	34,0
18	Volga	8060	52000	5,8
19	Huan He	8000	58000	18,3
20	Niger	7000	25000	3,4
21	Salween	6700	-	20,6
22	Yukon	6560	-	7,6
23	Dunărea	6480	15500	8,0
24	Uruguay	5500	-	18,0
25	Peciora	4100	-	12,7
26	Indus	3850	30000	4,0
27	Godavari	3480	40000	11,1
28	Hatanga	3320	18300	9,0
29	Zambezi	3300	-	2,5
30	São Francisco	3000	-	5,0
31	Nelson	2800	-	2,4
32	Nil	2600	15000	0,8
33	Kolîma	2250	25100	3,5
34	Amu Daria	2000	-	6,3
35	Nipru	1670	25800	3,3
36	Indighirka	1570	11500	4,4
37	Volta	1470	-	3,8
38	Shatt-al-Arab	1460	10000	2,0
39	Churchill	1200	-	4,3
40	Don	935	13500	2,2
41	Limpopo	825	-	1,9
42	Senegal	726	2000	1,6
43	Rio Grande	570	-	1,0
44	Colorado	508	-	-
45	Orange	500	-	0,5
46	Sîr Daria	446	-	2,0
47	Ural	400	14000	1,7
48	Murray	330	-	0,3
49	Tarim	75	2500	0,1

Tabel 26 Debitele principalelor fluvii şi râuri de pe Terra

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- *Prelucrarea debitelor lichide*

Măsurătorile directe asupra debitelor trebuie să acopere întregul ecart al variațiilor din timpul anului. Datele obținute sunt folosite la efectuarea unor corelații dintre niveluri și debite, dintre secțiunile de curgere și vitezele medii determinate (fig.237). Prin intermediul acestora se întocmesc cheile limnimetrice sau ale debitelor și cheile tabelare cu ajutorul cărora sunt determinate debitele medii zilnice.

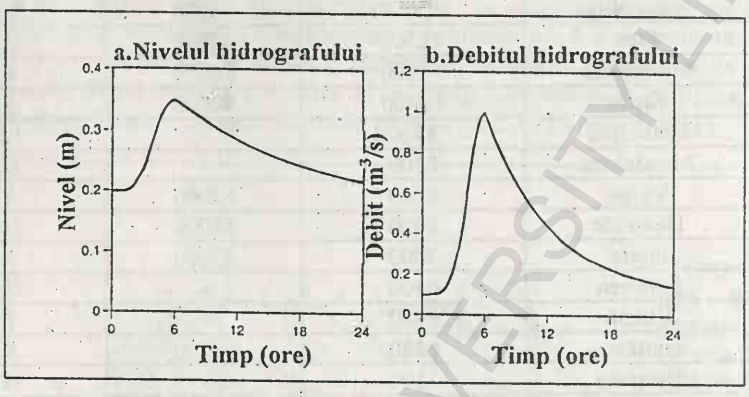


Fig.237 Hidrograful nivelurilor (a) și debitelor (b) în funcție de timp

Cheia limnimetrică este curba grafică care reprezintă legătura dintre debitul de apă și nivelul corespondent într-un punct dat pe un curs de apă (fig.238).

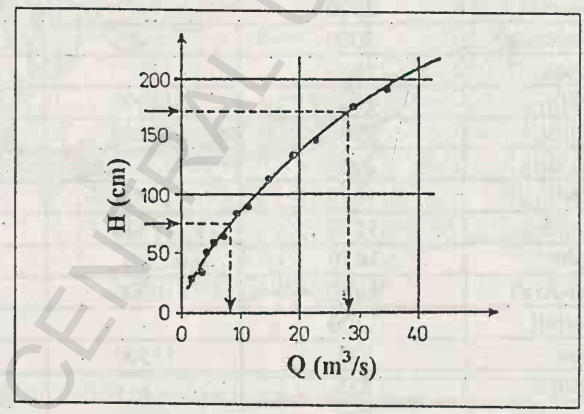


Fig.238 Cheia limnimetrică

La o stație hidrologică se încearcă acoperirea cu măsurători a unui ecart de variație a nivelurilor pe întreg parcursul anului (fig.239). Pe baza datelor obținute, asupra debitelor și nivelurilor corespunzătoare, se întocmesc grafice de legătură între cele două mărimi, iar în cazul în care această relație este bună, se poate obține debitul de apă pentru orice nivel citit la mira hidrologică.

O cheie limnimetrică poate fi grafică sau tabelară. Pe baza ei se pot obține debitele de apă zilnice la creșteri ale nivelurilor din cm în cm. Un grafic asemănător se obține și pentru variația secțiunii de curgere $\Omega = f(H)$ și pentru viteza medie pe secțiune tot în funcție de

nivelurile înregistrate la mira hidrometrică (V_m = f(H). Cele două relații permit extrapolarea cheii limnimetrice la valorile extreme atunci când nu se dispune de măsurători directe. Extrapolarea cheii limnimetrice nu se poate face decât pe 30% din ecarturile nivelurilor (Zăvoianu, 1999).

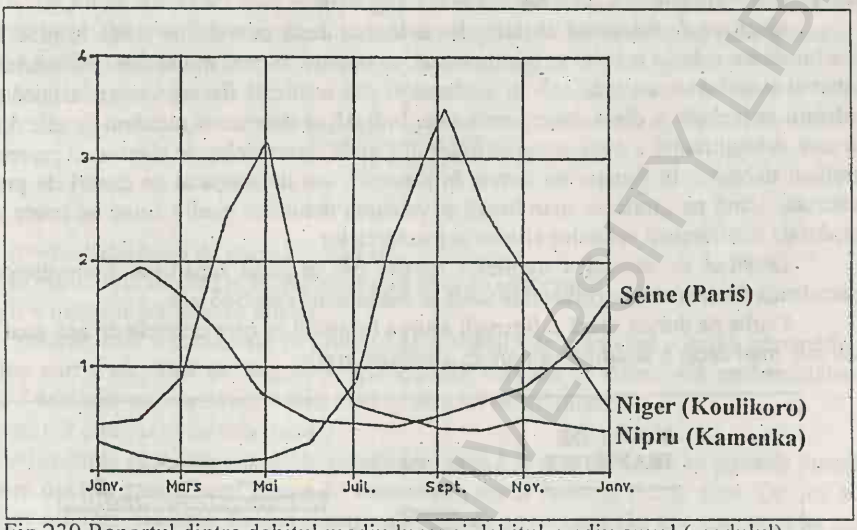


Fig.239 Raportul dintre debitul mediu lunar și debitul mediu anual (modulul)
după Larras, 1974

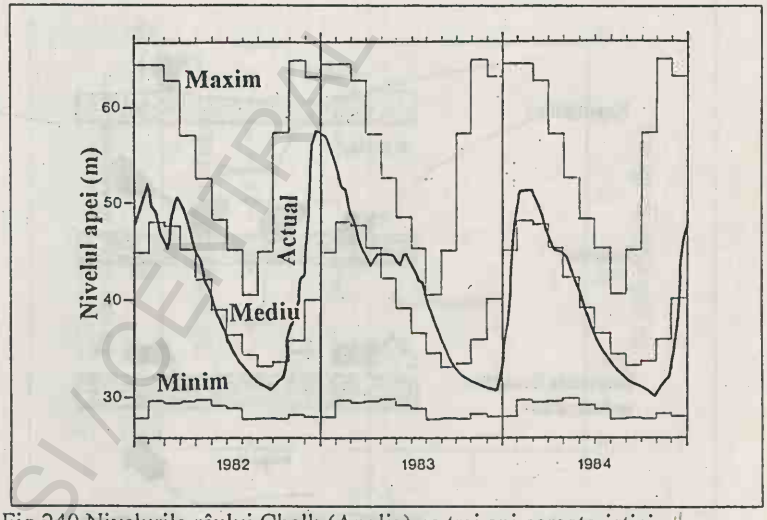


Fig.240 Nivelurile râului Chalk (Anglia) pe trei ani caracteristici
după Newson, 1994

În cazul existenței unor "accidente" de albie (formarea podului de gheață, existența vegetației în cadrul albiei etc.) se impune determinarea unei chei limnimetrice valabilă pentru

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

perioada de iarnă, pentru cea de vară etc. Pe baza cheii limnimetrice se pot stabili debitele zilnice, lunare, anuale, debitele medii zilnice (maximale și minimale) și valorile absolute.

Hidrograful debitelor zilnice reprezintă variația debitelor râului în decursul unui an. Prin citirea acestuia se pot aprecia perioadele cu ape mari, cu viituri, se delimitează valoarea scurgerii superficiale și a celei subterane etc. (fig.240).

Graficul de frecvență al debitelor se construiește cu valorile medii zilnice. Pe grafic, ecartul dintre debitul maxim și minim anual, se împarte în mai multe clase de mărime, fiecare interval având un ecart egal ΔQ. În continuare, este analizată fiecare valoare zilnică și pe baza mărimii se include în clasa corespunzătoare. În final, se determină numărul de zile dintr-un an, în care debitul râului a avut anumite mărimi. Datele intervalelor de clasă sunt reprezentate pe graficul debitelor în funcție de durata în procente sau de numărul de cazuri de producere a acestora. Când pe grafic se marchează și valoarea debitului mediu anual se poate aprecia și modul de distribuție a valorilor zilnice și ponderea lor.

Graficul de durată a debitelor rezultă din graficul repartiției frecvențelor care se cumulează descendent pe orizontală unde se redau toate cele 365 zile.

Curba de durată oferă informații asupra timpului în care debitele de apă sunt mai mici sau mai mari decât o anumită valoare existentă pe grafic.

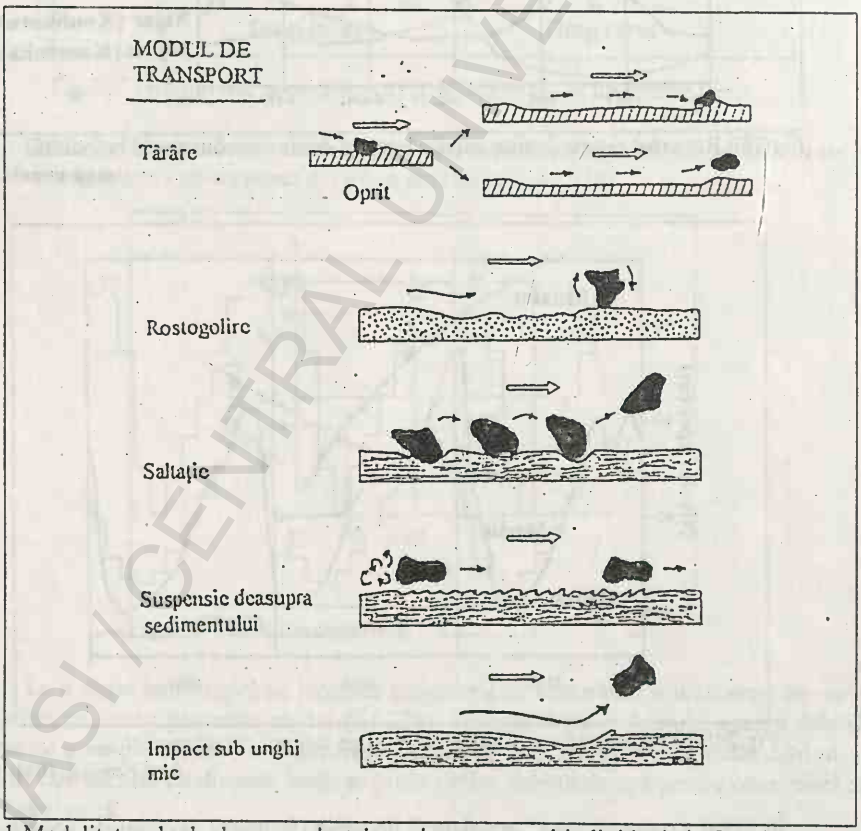


Fig.241 Modalitatea de deplasare a clastelor prin transportul individual și efectele sale asupra substratului

după Anastasiu, Jipa, 1983

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Curba de asigurare este folosită în caracterizarea valorilor hidrologice (maxime, minime şi chiar medii) în cazul în care necesităţile practice de folosire a apelor impun acest lucru.

Sunt cazuri când în perioada de observaţii s-au obţinut informaţii asupra debitelor maxime, dar nu se ştie exact care este probabilitatea de producere a acestora. În acest caz se face ordonarea descrescătoare a şirului de date, după care se calculează probabilitatea de apariţie a fiecărei valori:

$$p = \left[\frac{(m-0{,}3)}{(n+0{,}4)}\right] 100\%.$$

unde:

p = probabilitatea de apariţie a valorii;
m = numărul de ordine al termenului în şirul de observaţii;
n = numărul termenilor din şir.

Valorile sunt reprezentate pe graficul de probabilitate şi trasând o curbă prin media lor se obţine curba empirică de asigurare. Cu ajutorul acesteia se determină probabilitatea de apariţie a debitelor cu o anumită valoare sau gradul lor de asigurare.

10.n.2.Debitul solid (aluvionar)

Aluviunile sunt materialele de natură anorganică şi organică care au greutate specifică mai mare decât a apei şi sunt cărate de acestea din urmă dintr-un loc în altul. Debitul solid reprezintă întreaga cantitate de aluviuni transportată de apele unui râu prin secţiunea sa activă într-o unitate de timp. Se exprimă în g/s sau kg/s.

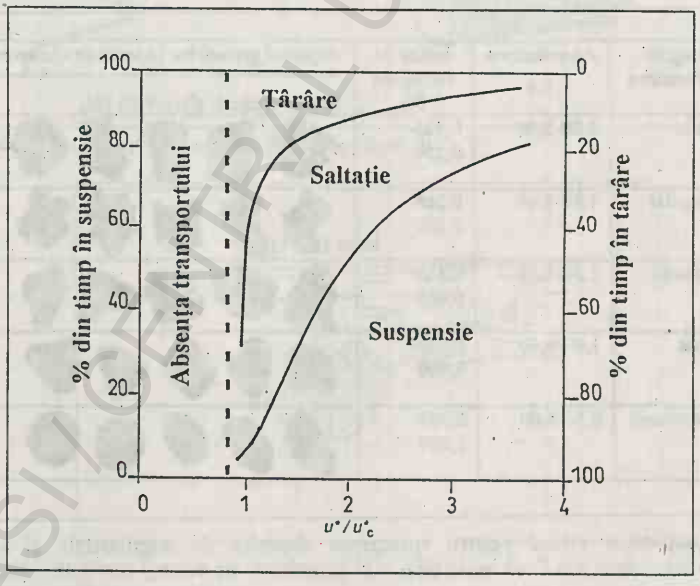


Fig.242 Modalitatea de transport în funcţie de intensitatea fluxului

Transportul aluviunilor prin albia râurilor se efectuează pe mai multe căi: rostogolire, târâre, saltaţie, suspensie şi soluţie (fig.241). Rostogolirea se produce pe râurile de munte sau

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

în cadrul organismelor torențiale. Transportul prin târâre este specific cursurilor mijlocii, mai cu seamă la aluviunile care au o greutate specifică egală sau mai mică decât a apei. În momentul în care mișcarea turbulentă devine mai activă, aluviunile fine sunt transportate în suspensie. Transportul în soluție îl realizează apele încărcate cu clorură de natriu sau alte săruri.

Aluviunile în suspensie au cea mai mare frecvență în transportul exercitat de râuri și pot reprezenta 90-98% din totalul aluvionar (fig.242). Excepție fac doar cursurile superioare ale râurilor montane, unde ponderea cea mai mare o au aluviunile de fund. În cadrul secțiunii active a râului, repartiția aluviunilor în suspensie depinde de intensitatea mișcării turbulente, de mărimea, forma și greutatea particulelor (fig.243).

De obicei, cantitatea de aluviuni, în secțiunea vie a unui râu, crește de la suprafață spre adâncime și de la maluri spre mijlocul albiei. Pentru colectarea aluviunilor se folosesc batometrele cu umplere instantanee și batometrele cu umplere prelungită.

Pentru calculul debitului solid se folosesc datele obținute pentru debitul lichid, precum și rezultatele probelor analizate în laborator. Turbiditatea apei se află conform formulei:

$$\rho = \frac{P * 10^6}{A} \left[\frac{g}{cm^3} \right].$$

unde:

ρ = turbiditatea unei probe (într-un punct) (g/m^3);
P = greutatea aluviunilor din punctul de colectare (g);
A = volumul probei (cm^3);
10^6 = coeficientul de transformare a metrilor cubi în milimetri cubi.

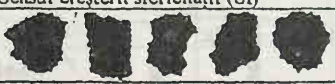
Categorii morfometrice	Angulozitate	Indice de rotunjime Ro	Aspectul granulelor în secțiune transversală → Sensul creșterii sfericității (Sf)
Angular	3,00-2,00	0,125-0,250	
Subangular	1,90-1,60	0,268-0,330	
Subrotunjit	1,50-1,10	0,353-0,466	
Rotunjit	1,00-0,60	0,500-0,660	
Foarte rotunjit	0,50-0,00	0,707-1,000	

Fig.243 Comparator vizual pentru aprecierea clastelor de angularitate și a indicelui de rotunjime

Instrumente utilizate la prelevarea probelor de aluviuni în suspensie

În vederea recoltării probelor de aluviuni aflate în suspensie se folosesc mai multe tipuri de dispozitive cunoscute sub numele de batometre.

BCU IAȘI / CENTRUL UNIVERSITAR

Batometrul cu umplere instantanee prezintă un cilindru metalic, cu capacitate cunoscută (între 500-5.000 cm^3), prevăzut la ambele capete cu câte un capac metalic ce se închide etanş. Batometrul în poziţie deschis, fixat de o tijă metalică, se introduce la adâncimea dorită, pe direcţia de curgere a apei, după care se scoate şi se goleşte în sticle speciale sau alte recipiente cu volum cunoscut (fig.244).

Sticla cu ajutaj se caracterizează printr-o umplere prelungită şi este alcătuită dintr-un recipient cu capacitatea de 1 l, care se fixează pe un suport de metal şi se scufundă la adâncimea dorită (fig.245). De regulă, este o sticlă de lapte închisă cu un dop prin care trec două ţevi: una de umplere, orientată contra curentului; alta de ieşire a aerului din sticlă, orientată în direcţia curentului. Pentru a împiedica pătrunderea apei în sticlă în timpul scufundării până la locul de prelevare, orificiul de pătrundere a apei se astupă cu un dop legat cu sfoară; la momentul potrivit se trage sfoara şi prin urmare dopul iese din orificiu.

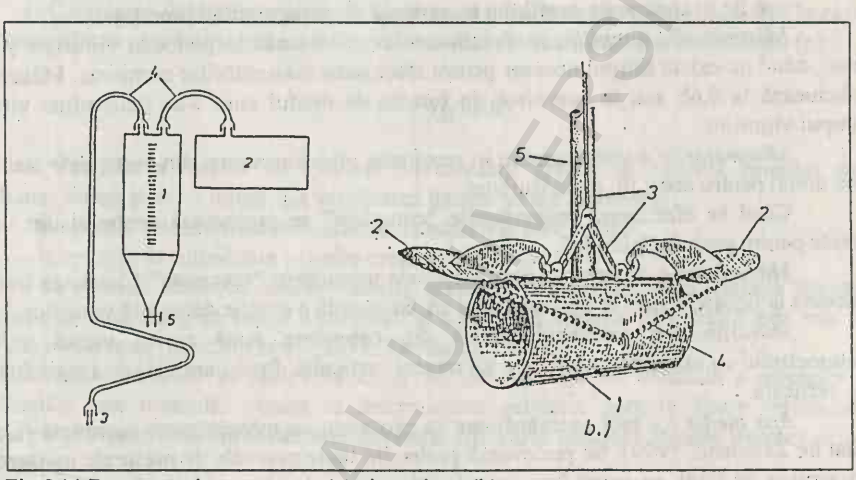


Fig.244 Batometrul cu vacuum (a) şi cu clape (b)

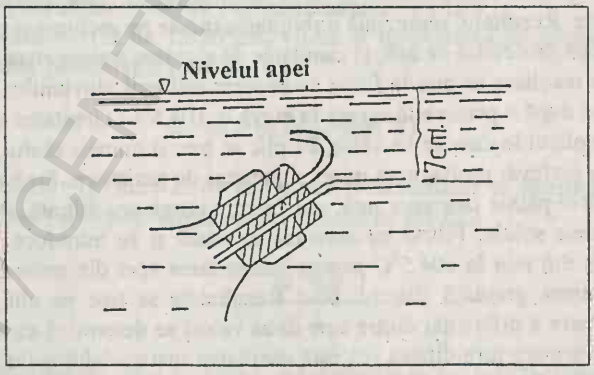


Fig.245 Sticla cu ajutaj (proba se recoltează la o adâncime de 7 cm, măsurată de la suprafaţa apei până la ţeava de intrare a apei)

Dispozitivul de astupare a sticlelor poate fi constituit din patru dopuri (capete) care prezintă diametre diferite ale ţevii de umplere. La viteze mari ale apelor se foloseşte orificiul cel mai mic, iar la viteze mici, cel mai mare. La viteze şi adâncimi mari, Batometrul se

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

introduce, la fiecare punct de măsurare, cu ajutorul unui cablu lestat. Pentru râurile mici se poate folosi şi o sticlă cu capacitatea de 1 l.

Sistemul de umplere lentă reprezintă mai exact situaţia pulsaţiilor pe care le are curentul de apă în perioada umplerii. Este recomandabil ca măsurătorile să se execute în profilul de la mira pentru ca rezultatele să fie corelate cu cele ale debitelor lichide.

- *Tipuri de măsurători pentru aluviunile în suspensie*

În funcţie de posibilităţi şi de interesul avut se pot face mai multe tipuri de măsurători ale debitului solid în suspensie.

Măsurătorile complete se fac, de regulă, în timpul măsurătorilor de debit lichid. Se recoltează probe de apă din toate punctele în care s-a determinat viteza, sau în verticalele caracteristice care îndeplinesc condiţiile:

- să fie amplasate în zonele cu turbiditate mare faţă de restul verticalelor;
- să fie în sectoarele profilului transversal cu neregularităţi pronunţate.

Măsurătorile simplificate de aluviuni se efectuează în perioada viiturilor şi a apelor mari, când nu există timpul necesar pentru efectuarea măsurătorilor complete. Măsurătorile se efectuează la 0,6h sau la suprafaţă, în funcţie de modul cum s-au determinat vitezele din timpul viiturilor.

Măsurătorile simple constau în recoltarea probelor numai din verticalele stabilite (una sau două) pentru acest tip de măsurători.

Când se efectuează măsurătorile "complete" se prelevează probe şi din verticalele fixate pentru probele "simple".

Măsurătorile de control sunt aşa-zisele măsurători "complete" (două sau trei) care se execută la fiecare staţie, în decursul unui an. Se acordă o atenţie deosebită viiturilor.

Măsurătoarea integrată constă din coborârea lentă şi cu viteză uniformă a batometrului cu umplere înceată, pe tot traseul verticalei. Proba are valoarea turbidităţii medii pe verticală.

Apa medie tip este asemănătoare ca procedeu cu măsurătoarea completă (Carbonnel, citat de Zăvoianu, 1999). Se prelevează probe din toate punctele de măsurare a vitezei, numai că acestea, în final, se varsă într-un vas mai mare unde se amestecă bine toate probele. Din întreaga cantitate bine omogenizată se ia o singură probă, care este reprezentativă pentru întreaga secţiune. Rezultatul reprezintă turbiditatea medie pe secţiune şi cu ajutorul ei se poate calcula, în funcţie de debitul de apă, şi cantitatea de aluviuni transportată de cursul de apă.

Probele recoltate se pun la filtrat în vederea reţinerii aluviunilor. Greutatea filtrelor a fost determinată după o prealabilă uscare în etuvă la 104,5^{0}C. Greutatea va fi inscripţionată pe filtrul gol şi pe plicul în care se va vărsa. Pe plic se trec şi numele râului, staţiei hidrometrice, data la care s-a prelevat proba, cota mirei şi punctul de prelevare. Proba lichidă se trece prin filtru aşezat într-o pâlnie deasupra unui vas în care curge apa filtrată. Pe hârtia de filtru vor rămâne particulele solide. Filtrul cu aluviuni se usucă şi se introduce în plic. În laborator, filtrele se usucă din nou la 104,5^{0}C pentru îndepărtarea apei din sedimente şi se vor cântări pentru determinarea greutăţii filtrului plin. Rezultatele se trec pe plic, pe filtru şi într-un registru. Ca urmare a diferenţei dintre cele două valori se determină cantitatea de aluviuni în suspensie. Prin urmare turbiditatea (ρ) este cantitatea materialului solid (P) existentă într-un litru de apă recoltat (V):

$$\rho = \frac{P}{V}\left(\frac{g}{l}\right).$$

BCU IAŞI

- *Metodele de calcul ale debitelor de aluviuni*

Operațiile premergătoare constau în:

a. Cântărirea filtrelor goale, trecerea numărului și greutatea filtrului gol într-un registru, cântărirea filtrelor cu aluviuni, trecerea pe plic și în registru a greutății filtrului plin, determinarea cantității de aluviuni conținute în filtre, prin diferența greutății.

b. Calcularea turbidității (ρ) cunoscând greutatea aluviunilor (G) și volumul de apă recoltată (W):

$$\rho = \frac{G}{W}.$$

c. Înscrierea valorilor în carnet.

d. Calcularea debitelor unitare de aluviuni în suspensie (α) pentru punctele în care s-a determinat viteza apei (V) și în care s-au prelevat probele și s-a calculat turbiditatea (ρ):

$$\alpha = \rho * V \ (g/m^2/s).$$

e. Verificarea datelor cu ajutorul reprezentării grafice și trasarea epurelor pentru turbiditate, viteză și debit unitar. La verificarea datelor se are în vedere:

- la epurele vitezelor valorile scad de la suprafață spre fund;
- la epurele de turbiditate valorile cresc de sus în jos;
- la epurele debitului unitar valorile cresc de sus în jos, dacă variația vitezei pe verticală este mai mare ca cea a turbidității și scad dacă variația turbidității este mai mare decât cea a vitezelor (Diaconu et al., 1997; Zăvoianu, 1999).

Metoda analitică se aplică în cazul în care variația pe verticală a vitezelor și a turbidităților este normală. Constă în determinarea debitelor parțiale dintre verticalele de măsurare a aluviunilor și din însumarea acestora. Aplicarea metodei impune trecerea prin mai multe etape:

a. Determinarea *debitelor unitare medii de aluviuni în verticalele de măsurare* (α_m) se efectuează conform ecuațiilor specifice pentru măsurarea vitezelor.

- Pentru adâncimi (h) de 15-20 cm, viteza și turbiditatea se măsoară într-un singur punct și debitul unitar pe verticală este:

$$\alpha_m = \alpha_{0,6} = \rho_{0,6} V_{0,6} \ (g/m^2/s).$$

- Pentru adâncimi (h) între 21-40 cm, viteza și turbiditatea se determină în două puncte (la suprafață și la fund) și debitul unitar mediu este dat de ecuația:

$$\alpha_m = \frac{(\alpha_s + \alpha_f)}{2}.$$

- Pentru adâncimi (h) între 41-80 cm, măsurătorile se fac la 0,2h, 0,6h și 0,8h și debitul unitar se obține conform ecuației:

$$\alpha_m = \frac{(\alpha_{0,2} + 2\alpha_{0,6} + \alpha_{0,8})}{4}.$$

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- Pentru adâncimi mai mari de 80 cm, măsurătorile se fac la suprafață, la 0,2h, 0,6h, 0,8h și la fund și debitul unitar mediu se obține conform formulei:

$$\alpha_m = \frac{(\alpha_s + \alpha_{0,2} + \alpha_{0,6} + 2\alpha_{0,8} + \alpha_f)}{10}.$$

Când măsurarea aluviunilor s-a efectuat într-un singur punct pe verticală (0,6h) și vitezele s-au determinat în mai multe puncte, debitul unitar mediu (α_m) este egal cu produsul dintre viteza medie pe verticală (V_m) și turbiditatea la 0,6h:

$$\alpha_m = V_m \rho_{0,6}.$$

b. Determinarea *debitelor unitare de aluviuni între verticalele de măsurare* se face ca semisumă a debitelor medii unitare dintre verticalele vecine (X și Y) (Diaconu et al., 1997):

$$\alpha_m(XY) = \frac{[\alpha_m(X) + \alpha_m(Y)]}{2}.$$

La verticalele dintre mal și prima și ultima verticală de măsurare, se consideră ca valoare medie 2/3 din debitul unitar al primei și ultimei verticale.

c. Determinarea *suprafețelor parțiale dintre două verticale succesive de măsurare a aluviunilor* se face conform determinării debitului lichid.

d. Determinarea *debitelor parțiale de aluviuni (R_p) dintre două verticale (X și Z)* este identică cu cantitatea de aluviuni care trece prin suprafața dată într-o unitate de timp (g/s). Se calculează ca produs al suprafeței dintre verticale ($\omega(XY)$) și debitul unitar mediu dintre verticalele ($\alpha_m(XY)$):

$$R(XY) = \alpha_m(XY).$$

e. Determinarea *debitului total de aluviuni în suspensie (R)* se efectuează prin însumarea debitelor parțiale (Diaconu et al., 1997).

f. *Turbiditatea medie* (ρ_m) este raportul dintre debitul total al aluviunilor (R) și debitul de apă (Q):

$$\rho_m = \frac{R}{Q}.$$

g. *Turbiditatea maximă și minimă* se aleg din mulțimea măsurătorilor efectuate în secțiunea dată.

Metoda grafomecanică se aplică în cazul în care:

- s-au efectuat măsurători complete numai că epurele vitezelor și de turbiditate au o formă aparte;
- lipsesc mai mult de două probe din punctele standard pe verticală;
- probele nu s-au recoltat din punctele standard;
- calcularea debitului lichid s-a efectuat grafomecanic (Diaconu et al., 1997).

În calcul sunt recomandate următoarele etape:

a. Elaborarea *profilului transversal* al secțiunii, ca în cazul debitelor lichide.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

b. Întocmirea *epurelor* de viteză, turbiditate şi debit unitar de aluviuni în suspensie pentru fiecare verticală.

c. *Planimetrarea suprafeţei* epurelor în vederea obţinerii valorilor exacte (cm^2).

d. *Calculul vitezei medii* (V_m) se face ca la măsurarea debitului lichid.

e. *Turbiditatea medie* (ρ_m), în cazul în care s-a recoltat o singură probă (0,6h), este considerată valoare medie. Pentru mai multe măsurători pe verticală se are în vedere suprafaţa epurei, adâncimea verticalei, scara adâncimilor şi a turbidităţii.

f. *Debitul unitar mediu de aluviuni* (α_m), la măsurători de 0,6h, se obţine prin produsul dintre turbiditatea la 0,6h şi viteza medie a verticalei (V_m):

$$\alpha_m=\rho_{0,2}V_m.$$

g. *Debitul elementar de aluviuni (R),* pentru fiecare verticală, se calculează prin produsul dintre debitul unitar de aluviuni pe verticală şi adâncimea verticalei:

$$r=\alpha_m h(g/s/m).$$

Când se efectuează măsurători numai la 0,6h:

$$r=\alpha_{0,6}H.$$

h. *Epura debitelor elementare de aluviuni* pe lăţimea profilului se construieşte la o scară potrivită, ţinându-se cont şi de scara pentru epura vitezelor şi a turbidităţii. Planimetrarea epurei debitelor elementare de aluviuni facilitează calcularea debitului total de aluviuni (R) prin produsul dintre suprafaţa planimetrată şi produsul scărilor utilizate.

Metoda grafoanalitică

Este asemănătoare cu metoda grafomecanică numai că epura nu se planimetrează ci se împarte în benzi orizontale de lăţimi cunoscute (4-5mm). Se determină suprafaţa pentru fiecare fâşie, asimilând-o cu o figură geometrică (dreptunghi, trapez, triunghi), restul etapelor fiind identice ca la metoda grafomecanică.

Metoda măsurătorilor de aluviuni la "0,6h"

Se calculează doar prin metoda analitică şi se determină debitul unitar mediu la 0,6h pentru fiecare verticală:

$$\alpha_{0,6}=\rho_{0,6}V_{0,6}.$$

În condiţiile determinării vitezelor la suprafaţă şi la fund, se consideră că viteza medie a verticalei (V_m) este viteza calculată din media celor două determinări:

$$\alpha_{0,6}=\rho_{0,6}V_m.$$

Utilizând determinările la 0,6h, se obţine un debit de aluviuni (fictiv) ($R_{0,6}$) care, raportat la debitul de apă, permite aflarea unei turbidităţi medii (fictive) pe secţiuni ($\rho_{0,6}$):

$$\rho_{0,6}=\frac{R_{0,6}}{Q}.$$

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prin corelarea turbidității medii pe secțiuni, de la măsurătorile complete cu cele calculate numai pe baza măsurătorilor de la 0,6h, se obține un grafic din care se extrag valorile turbidităților medii pe secțiuni.

Metoda măsurătorilor de aluviuni "la suprafață"

Se folosește aceeași metodologie ca pentru calculul măsurătorilor la 0,6h, de unde se determină pentru fiecare verticală:

$$\alpha_s=\rho_s V_s.$$

Având în vedere că α_s este valoarea medie pe verticală, măsurătoarea se calculează ca în cazul măsurătorilor aluviunilor la 0,6h, cu un debit de aluviuni la suprafață (fictiv) (ρ_{ms}). Prin folosirea măsurătorilor complete se pot corela turbiditățile medii (ρ_m) cu cele de la suprafață (ρ_{ms}) pentru a se obține corelația pe baza căreia valorile sunt corelate astfel:

$$\rho_m = K\rho_{0,6};$$
$$\rho_m = K\rho_{ms}.$$

unde:

K = panta dreptei de corelație.

Prin folosirea rezultatelor obținute, debitul de aluviuni se poate obține din formulele (Diaconu et al., 1997):

$$R = Q\rho_m;$$
$$R = QK\rho_{m0,6};$$
$$R = QK\rho_{ms}.$$

Când se folosește apa medie tip, adică o singură probă pe întreaga secțiune de curgere este utilizată formula:

$$R = \rho_m Q.$$

De obicei se apelează la efectuarea măsurătorilor simple deoarece nu sunt costisitoare și dacă se respectă metodologia sunt folositoare pentru obținerea debitelor zilnice.

În condițiile în care se cunoaște valoarea medie anuală a turbidității (ρ_m) sau a debitului de aluviuni în suspensie (R_m) se poate aprecia volumul anual (W) care iese din bazinele hidrografice.

Debitul unitar de aluviuni (α) reprezintă cantitatea de aluviuni ce se deplasează pe unitatea de suprafață într-o unitate de timp:

$$\alpha = \rho * V\left[\frac{g}{m^2 s}\right].$$

unde:

α = debitul unitar de aluviuni $\left(\frac{g}{m^2 s}\right)$;

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

V = viteza apei în punctul de colectare a probei $\left(\frac{m}{s}\right)$.

Debitul mediu unitar de aluviuni (a_{med}) se obține prin planimetrarea suprafeței cuprinse de debitul unitar de aluviuni și raportarea ei la adâncimea apei (h).

Pentru o mai bună cunoaștere a debitelor zilnice se construiește o curbă de corelație între debitele lichide și cele de aluviuni - R=f(Q) sau R=f(H). Prin cunoașterea acestor două elemente hidrologice se poate stabili volumul scurgerii solide în suspensie (W) de pe spațiul unui bazin hidrografic în raport cu debitul solid mediu anual (Rm) sau chiar de turbiditatea media anuală a râului (ρ_m) (fig.246):

$$W = R_m * 31{,}560\left(\frac{t}{an}\right);$$

$$W = Q_m * \rho_m * 31{,}560\left(\frac{t}{an}\right).$$

Aluviunile târâte sunt importante atât din punct de vedere hidrologic, cât și geomorfologic. Cantitatea lor crește odată cu viteza apei din râuri.

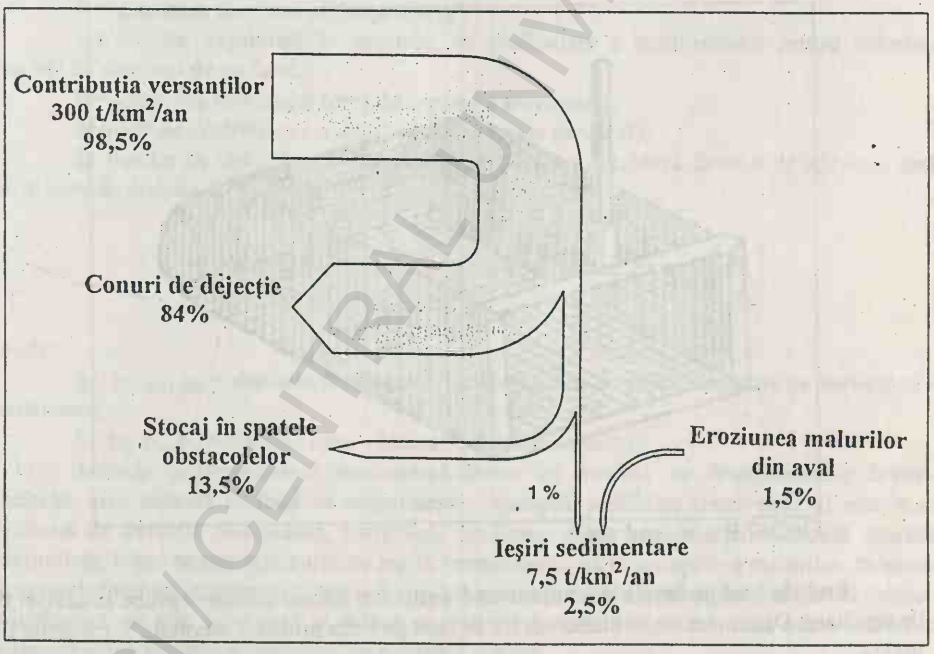


Fig.246 Bilanțul sedimentar al bazinului Latte (Franța)

după Bernard-Allée et al., 1991

Diametrul mediu al materialelor existente pe patul albiei descrește de la izvoare spre vărsare. Această sortare depinde, în primul rând, de panta profilului longitudinal care determină și viteza curentului de apă, de gradul de uzură al materialelor și de capacitatea de transport a cursului de apă. Prin urmare, materialele grosiere, care la viteze mari pot fi

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

transportate în suspensie, la viteze mici pot fi transportate prin rostogolire sau târâre, într-un final fiind depuse pe fundul albiei.

Debitul aluvionar târât (G) reprezintă cantitatea de aluviuni ce se deplasează pe patul albiei, pe întreaga secțiune a râului, într-o unitate de timp și se exprimă în g/s sau kg/s.

Pentru o analiză detaliată a valorii particulelor solide antrenate de curentul de apă trebuie recoltate probe de pe fundul albiei cu ajutorul batometrelor capcană sau sită.

Batometrul capcană (tip ISCH) prezintă o cutie lungă de 80 cm, prevăzută cu o secțiune de intrare de 22 cm lățime și una de ieșire cu dimensiune dublă. Partea superioară a cutiei este liberă, în timp ce partea inferioară, care se așează pe fundul râului, este prevăzută cu un grătar de tip jaluzele îndreptate spre aval. Cu acest batometru se pot recolta aluviuni cu diametre de până la 12 mm.

Batometrul sită este format dintr-un cadru dreptunghiular de 20 cm lățime, având montată la partea inferioară o plasă de sârmă cu ochiuri dimensionate, în funcție de diametrul particulelor care, de regulă, nu depășesc 10-15 mm (fig.247). Este fixat la capătul unei tije metalice pentru a putea fi așezat pe fundul albiei. Timpul de recoltare variază între 90'' și 10', fiind determinat de viteza curentului de apă și de granulometria particulelor. Este folosit, cu precădere, la râurile montane. La viteze mai mari de 1 m/s și granulometrie <10 mm, timpul de recoltare este scurt; la viteze <0,2 m/s și granulometrie de >10 mm, timpul este mai mare.

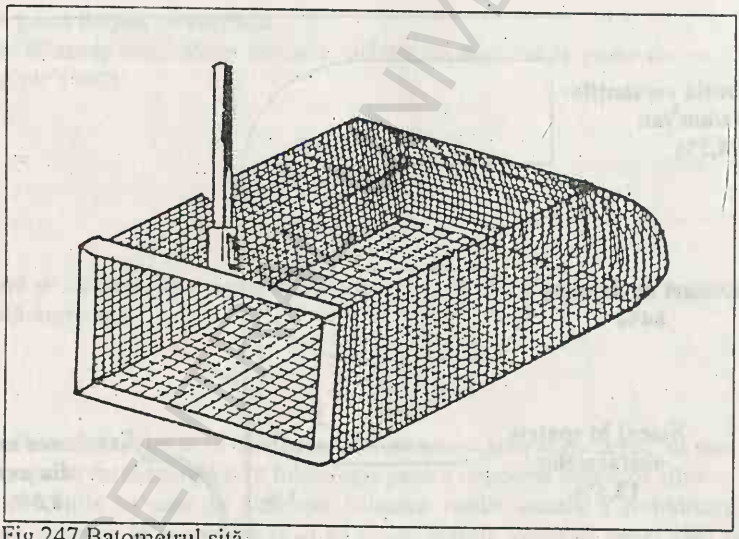


Fig.247 Batometrul sită

Probele sunt prelevate din minimum 5 verticale, fiecare cu câte 3 probe la același timp de recoltare. Determinarea debitelor târâte se face pe baza probelor recoltate și cântărite după uscare.

Debitul elementar de aluviuni de fund (g) reprezintă cantitatea de aluviuni (P) care este vehiculată în unitatea de timp (T) printr-o lățimea parțială (b):

$$g = \frac{100P}{Tb}(g/s/m).$$

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

Nr. crt.	Natura particulelor	Diametrul particulelor mm	Viteza apei la care particulele solide încep să se miște m/s
1	Mâl	0,055-0,06	0,15-0,20
2	Nisip fin	0,10-0,25	0,21-0,30
3	Nisip grosier	0,5-1,0	0,31-0,40
4	Pietriș mijlociu	2-5	0,50-0,70
5	Pietre mijlocii	20-50	1,20-1,80
6	Bolovăniș	>50	>2,50

Tabel 27 Antrenarea particulelor solide în funcție de viteza apei

Debitul elementar al aluviunilor târâte se calculează după relația:

$$g = \frac{P*1000}{t*b}.$$

unde:

P = greutatea aluviunilor din probă (g);

t = durata, exprimată în secunde, de scufundare a barometrului pentru colectarea probei de aluviuni de pe fund;

b = grosimea orificiului (cm) de captare a aluviunilor.

Metode de determinare a debitelor de aluviuni târâte (G)

În funcție de debitele aluvionare elementare se calculează debitul de aluviuni târâte prin *metoda analitică*:

$$G = 0{,}001\left(\frac{g_1}{2}*b_0 + \frac{g_1+g_2}{2}*b_1 + \ldots + \frac{g_{n-1}+g_n}{2}*b_2\right)\left[\frac{kg}{s}\right].$$

unde:

g_1, g_2, g_3, g_n = debitele elementare ale aluviunilor de fund, măsurate pe verticalele de adâncime;

b_1, b_2, b_3, b_n = distanța între verticalele de adâncime (m).

Metoda grafomecanică este asemănătoare cu metoda de determinare a debitelor lichide. Prin această metodă se construiește, deasupra profilului transversal al unei curbe definită de debitele elementare, verticalele analizate, după care se planimetrează suprafața delimitată. Când se trasează curba se are în vedere faptul că în apropierea malurilor, ca urmare a vitezelor reduse, transportul este nul și prin urmare punctul inițial și final al curbei debitelor elementare se află între mal și prima sau ultima verticală. Debitul total este rezultat din planimetrarea suprafeței înmulțită cu produsul scărilor.

Scurgerea de aluviuni pe râurile din România

Scurgerea de aluviuni, din cadrul unui bazin hidrografic, este rezultanta interacțiunii complexului de factori fizico-geografici. În analizarea valorii eroziunii exercitate în cadrul unui bazin este imperios necesar să se țină cont de următorii factori: rezistența rocilor la acțiunea factorilor erozivi, permeabilitatea rocilor, grosimea profilului de sol și a scoarței de alterare, starea de agregare a solurilor și textura acestora, gradul de acoperire cu vegetație,

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

panta versanţilor şi lungimea acestora, orientarea versanţilor, valoarea insolaţiei, gradul de fragmentare, valoarea scurgerii pe versanţi şi în albie etc.

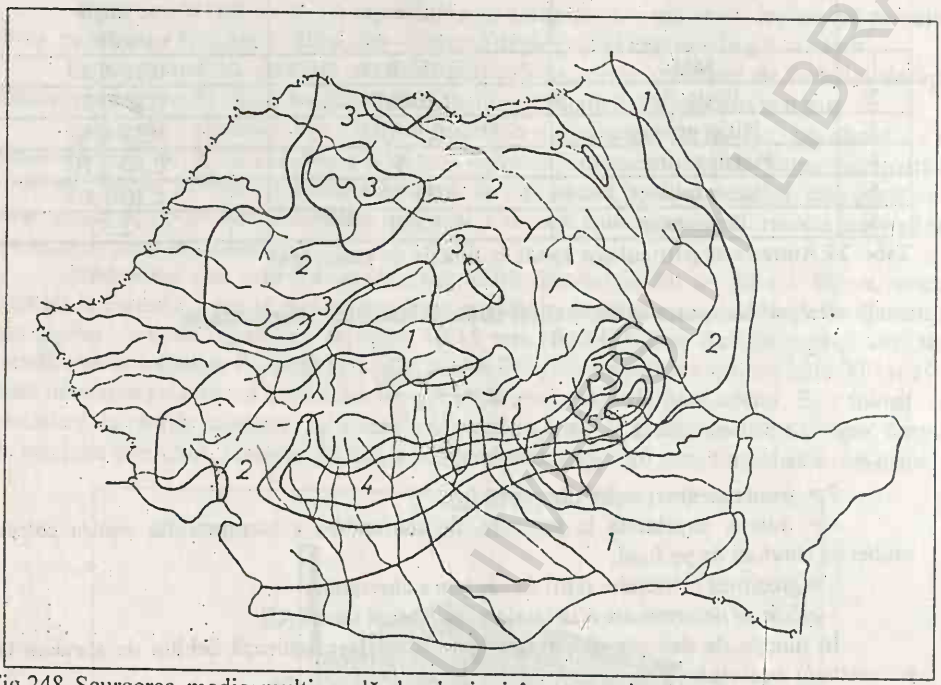


Fig.248 Scurgerea medie multianuală de aluviuni în suspensie: 1-r<0,5 t/ha.an; 2-r 0,5-2,5 t/ha.an; 3-r 2,5-10 t/ha.an; 4-r 10-25 t/ha.an; 5-r>25 t/ha.an

după Diaconu, 1988

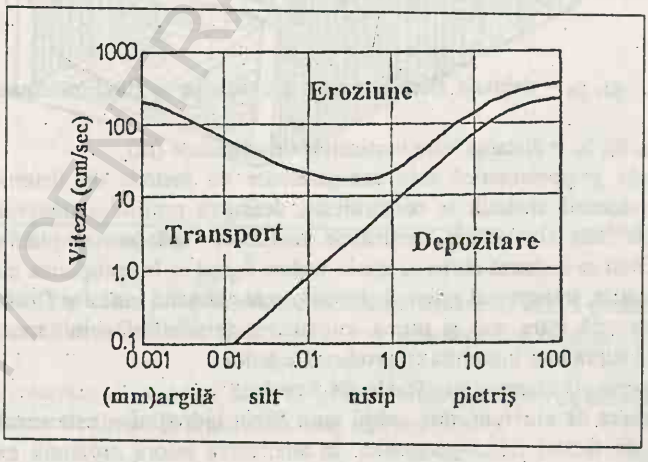


Fig.249 Relaţia eroziune-transport-depozitare

după Hjulström, 1935; Friedman, Sanders, 1978

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru cunoaşterea regimului de variaţie şi repartiţia spaţială a scurgerii de aluviuni în suspensie este necesar să se analizeze scurgerea specifică de aluviuni în suspensie (scurgerea medie specifică de aluviuni în suspensie, scurgerea maximă specifică de aluviuni în suspensie şi scurgerea minimă specifică de aluviuni în suspensie).

Scurgerea specifică de aluviuni în suspensie (r) defineşte cantitatea de aluviuni scursă prin secţiunea unui râu, de pe o unitate de suprafaţă în decursul unui an (t/ha/an).

În caracterizarea scurgerii de aluviuni trebuie avute în vedere câteva caracteristici de bază:

- *Scurgerea medie specifică de aluviuni în suspensie (r_{med})* se exprimă în t/ha/an.

Defineşte cantitatea de aluviuni eliberată din cadrul unui bazin hidrografic, de pe suprafaţa unui ha în decurs de 1 an. Poate fi aplicată unui singur an sau unei perioade mai mari.

- *Scurgerea maximă specifică de aluviuni în suspensie (r_{max})* se exprimă în t/ha.

Defineşte cantitatea de aluviuni scoasă de pe suprafaţa unui ha într-o perioadă dată. Este utilizată în cazul în care se analizează unele viituri separate, la valoarea maximă dintr-un an sau din cadrul unei perioade mai mari.

- *Scurgerea minimă specifică de aluviuni în suspensie (r_{min})* se exprimă în t/an.

Defineşte cantitatea de aluviuni care interesează unele domenii practice precum alimentarea cu apă a unor localităţi, ramuri industriale etc.

Datele multianuale de la 200 staţii hidrometrice din România au permis elaborarea unor studii care privesc variaţiile debitelor de aluviuni în suspensie din lungul râurilor şi variaţiile altitudinale.

Pentru cele mai importante râuri din România se constată o legătură directă între debitele de apă şi cele de aluviuni în suspensie: Siret, Mureş, Olt, Someş, Argeş, Ialomiţa, Jiu, Prut, Prahova etc. (fig.248). În acest caz, o creştere a debitului de apă determină o mărire a cantităţii de aluviuni în suspensie. Relaţia se stabileşte conform formulei:

$$LogR = 1,25 \log Q.$$

Fiecare curs de apă, în funcţie de ansamblul factorilor fizico-geografici, prezintă o curbă bine definită. Transportul, eroziunea şi depozitarea sunt în funcţie de viteza apei şi dimensiunea particulelor (fig.249).

O altă legătură se stabileşte între scurgerea medie specifică de aluviuni în suspensie şi altitudinea medie a bazinelor hidrografice. În acest caz se constată o legătură bună între debitele de apă şi cele de aluviuni în suspensie în cadrul bazinelor mici, situate în condiţii fizico-geografice omogene: râurile din Maramureş, din bazinul Someşului (cu excepţia Someşului Mic la >600m alt.), bazinul Mureşului superior la >700m alt. şi pe versantul sudic al Carpaţilor Meridionali la >1.000m alt. (Diaconu, 1971).

Pe clina sudică a Carpaţilor Meridionali şi de la Curbură, începând de la culmile carpatice, cantităţile de aluviuni încep să crească spre regiunea subcarpatică, unde ating cele mai mari valori (Subcarpaţii Curburii) de >25 t/ha/an. Se pune în evidenţă o relaţie inversă între scurgerea lichidă şi solidă în repartiţie teritorială (Diaconu, 1971). La bazinele mici aceste valori depăşesc cu mult mediile, ajungând la 400-500 t/ha/an. Cazul în sine este repercusiunea unei acţiuni intense de eroziune şi transport favorizate de rocile friabile, gradul mare al fragmentării reliefului, energia acestuia, lungimea mică a versanţilor, acţiunea de despădurire pe pante accentuate etc. De la maximul eroziv din zona subcarpatică, valorile scad din nou spre câmpie, numai că de data aceasta există o relaţie directă între creşterea cantităţii de aluviuni şi altitudine.

BCU CENTRALA CARTI LIBRARY

Cele mai mici valori ale scurgerii medii specifice de aluviuni în suspensie se înregistrează în Câmpia Română şi Câmpia Banato-Crişană deoarece pantele sunt foarte mici şi energia reliefului redusă. Valori identice se înregistrează şi în Carpaţii Meridionali şi Munţii Apuseni (0,5 t/ha/an) numai că de data aceasta sunt generate de marea rezistenţă a rocilor la eroziune.

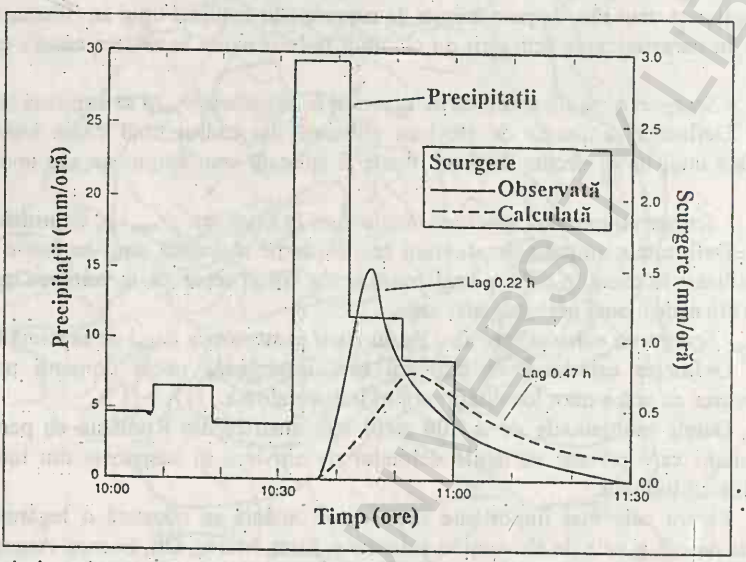


Fig.250 Relaţia existentă între precipitaţii şi valoarea debitului scurs la data de 15.02.1984 pe Cerrito Creek (California)

după Leopold, 1997

În turbiditatea cursurilor de apă se remarcă o distribuţie asemănătoare cu valori <100 g/m^3 în zona înaltă şi de câmpie, şi cu valori foarte ridicate de >2.500 g/m^3 în zona Subcarpaţilor Getici; maximul este de 25.000 g/m^3 în Subcarpaţii Curburii dintre Buzău şi Putna.

Cele mai mari valori ale turbidităţii sunt strâns legate de producerea viiturilor din timpul verii (mai-august) când se manifestă cele mai puternice ploi torenţiale. Din punct de vedere cantitativ există o serie de diferenţieri între debitul lichid şi solid. Dacă 80% din volumul de apă se scurge în 235 zile, acelaşi volum al debitului solid se realizează în timp de 115 zile. În condiţiile în care 50% din scurgerea lichidă se produce în 90 zile, acelaşi volum al scurgerii solide se realizează în doar 20 zile (Diaconu, 1971).

În condiţiile teritoriului României, s-a calculat o scurgere medie specifică de aluviuni în suspensie de 1,88 t/ha/an, ceea ce corespunde unui volum de 44,5 mil.t de aluviuni evacuate de râuri. Partea vestică a României, inclusiv valea Cernei, care reprezintă 35% din teritoriu, deţine o scurgere medie specifică de aluviuni în suspensie de 1,0 t/ha/an şi contribuie cu 8,8 mil.t la bugetul total. Partea aferentă bazinelor până la Prut, care însumează 65% din teritoriu, deţine o scurgere medie de aluviuni în suspensie de 2,4 t/ha/an, ceea ce corespunde unui volum de 35,7 mil.t (Diaconu, 1971).

Pe plan mondial eroziunea maximă şi debitul solid cu cea mai mare valoare se înregistrează în sectoarele unde precipitaţiile cad într-o cantitate foarte mare (climatul musonic, ecuatorial şi subecuatorial, unele sectoare montane etc.)

10.m. Inundațiile (viiturile)

Inundația reprezintă creșterea bruscă și de scurtă durată a nivelului, și implicit a debitului de apă a unui râu, peste valoarea obișnuită. În acest caz teritoriul învecinat este acoperit temporar sau permanent (la scară temporală redusă) cu apă. Mai este cunoscută sub numele de viitură sau revărsare (termeni echivalenți pentru anumite valori ale nivelurilor).

În decursul timpului s-au dat mai multe definiții, în funcție de cauzele și implicațiile induse de acestea: "Inundația este o scurgere relativ mare, care provine din precipitații și provoacă ieșirea apei din albie" (Chow, 1973); "Inundația reprezintă orice scurgere care depășește malurile unui râu" (Rostvedt et al., 1968); "Inundația reprezintă corpul de apă care se ridică pe un teritoriu foarte rar submers" (Ward, 1975) etc.

Trei factori principali provoacă apariția inundațiilor: climatologici (precipitații, topirea zăpezii, topirea gheții, precipitații și topire), parțial climatologici (scurgerea fluvială și mareele, furtunile marine), alții (cutremure, alunecări, ruperea barajelor) (Newson, 1994) (tabel 28).

Climatologici	Precipitații
	Topirea zăpezii
	Topirea gheții
	Precipitații + topire
Parțial climatologici	Scurgerea fluvială și mareele
	Furtunile marine
Alții	Cutremure
	Alunecări de teren
	Ruperea barajelor

Tabel 28 Factorii care provoacă apariția inundațiilor

La intensificarea inundațiilor contribuie anumite condiții: cele existente în bazinul hidrografic, cele specifice rețelei hidrografice și albici (Newson, 1994) (tabel 29).

Condițiile bazinului hidrografic	Stabile	Suprafață		
		Formă		
		Pantă		
		Morfografie		
		Altitudine		
	Variabile	Interacțiuni între climat, sol, vegetație și activitatea umană	Capacitatea de stocare	Sol
				Rocă
			Infiltrare	
			Transmisivitate	Sol
				Rocă

BCUIASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Condiţiile reţelei hidrografice	Stabile	Iniţiale (model)		
	Variabile	Suprafaţa de stocare		
		Dimensiunea albiei		
		Drenajul subteran		
Condiţiile albiei	Stabile	Pantă		
		Controlul inundaţiei		
	Variabile	Rugozitate		
		Încărcătura solidă		
		Formă		
		Stocare		

Tabel 29 Condiţiile care determină intensificarea inundaţiilor

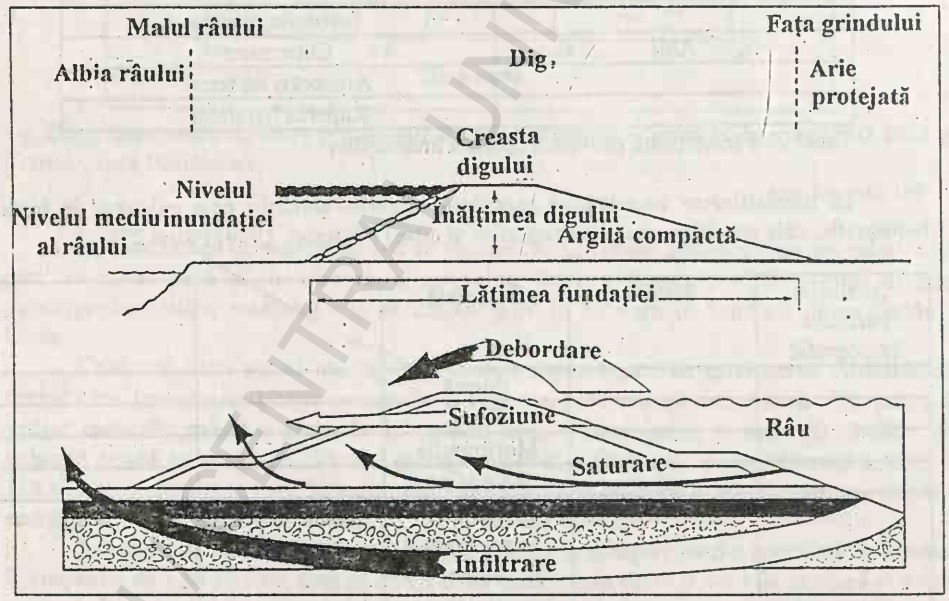


Fig.251 Nivelul apei pe un râu amenajat şi cauzele care pot declanşa ruperea unui dig
după Smith, Ward, 1998

Totodată, cauzele care determină apariţia inundaţiilor sunt *naturale* şi *accidentale*.

Inundaţiile naturale sunt provocate de cauze care nu depind de activitatea umană: precipitaţii bogate, topirea zăpezilor şi gheţii etc. Precipitaţiile bogate, în anumite condiţii, pot determina ridicarea nivelului apei în doar câteva minute (fig.250). Inundaţiile accidentale sunt

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

determinate de cauze antropice: amenajări în bazinul hidrografic care pot duce la amplificarea debitelor naturale; amenajări ale albiei ce determină strangularea secțiunii de scurgere; cutremure induse de amenajări; alunecarea bruscă a versanților în acumulări naturale sau antropice; exploatarea necorespunzătoare a descărcărilor de ape mari din lacurile de acumulare; declanșarea unor fenomene noi prin avarierea sau ruperea construcțiilor și sistemelor hidrotehnice etc.

Cele mai multe *inundații accidentale* au fost cauzate de ruperea barajelor. Cauzele care pot determinat dispariția unui baraj sunt multiple: încărcătură solidă foarte ridicată, eroziune la suprafață cauzată de debordare, sufoziune, tasare etc. (fig.251). În această situație viitura se manifestă mult mai pregnant într-un timp scurt și distrugerile materiale sau umane sunt, de cele mai multe ori, mai mari. Cele mai importante pagube se produc în apropierea barajului, după care, în aval, ca urmare a diminuării puterii curentului de apă, efectele se diminuează. În acest caz există trei categorii de pagube cunoscute sub numele de: distrugere totală (în apropierea barajului); distrugere parțială (sectorul imediat aval celei dintâi); pagube datorate doar inundației (sectorul aval) (fig.252).

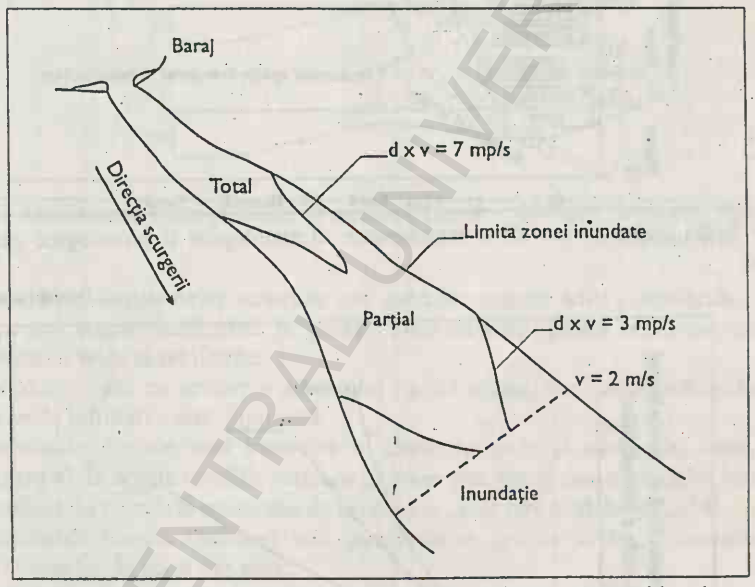


Fig.252 Sectoare afectate de o viitură provocată de ruperea unui baraj
după Roșu, Crețu, 1998

Inundațiile naturale creează condiții specifice în peisaj. Cele mai spectaculoase inundații sunt provocate de depresiunile extratropicale și cicloni, deoarece ele sunt de mari dimensiuni și se pot desfășura într-un interval mare de timp. Revărsările de scurtă durată, și cu intensitate redusă, sunt provocate de norii cumulus sau convecție (fig.253). Eliminarea lor constituie o intervenție brutală în cadrul echilibrului ecologic. La stadiul actual de evoluție a umanității nu poate fi promovată ideea conservării condițiilor naturale de inundabilitate în acțiunile de protecție a mediului. Inundațiile accidentale produc dezechilibre ecologice foarte importante. Nici în acest caz reducerea efectelor inundațiilor accidentale, la cele naturale, nu ar reprezenta o soluție (Roșu, Crețu, 1998).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ca urmare a diverselor cauze care determină apariţia inundaţiilor, acestea pot fi clasificate în două mari categorii: *fluviale* şi *litorale* (*marine*) (Smith, Ward, 1998).

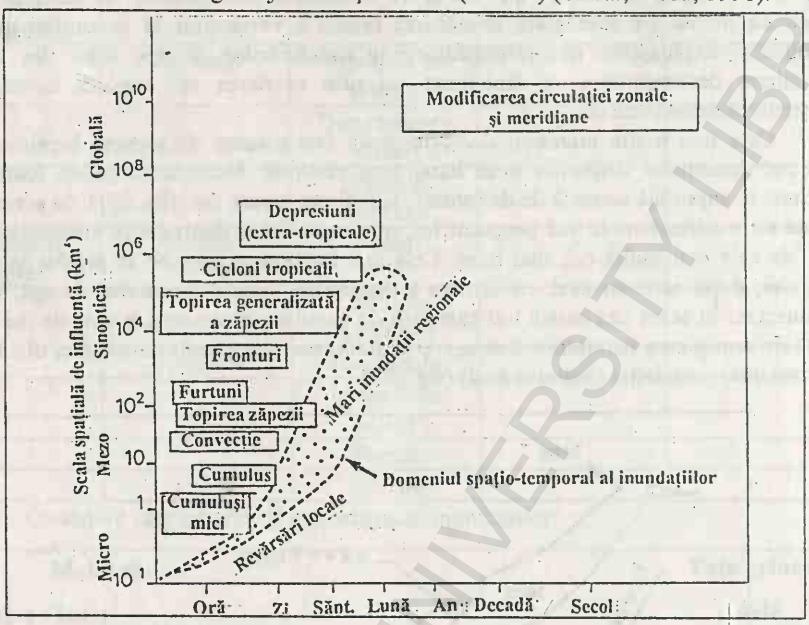


Fig.253 Scala spaţio-temporală a fenomenelor climatologice şi hidrologice generatoare de inundaţii

după Hirschboeck, 1988

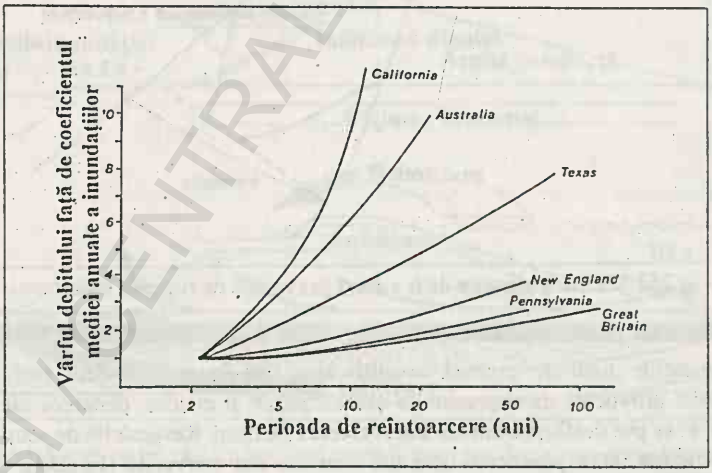


Fig.254 Comparaţie pentru perioadele de retur caracteristice unor râuri situate în climate diferite

după Newson, 1994

Inundaţiile fluviale pot fi provocate de:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

-creşterea nivelului ca urmare a incapacităţii albiei de a prelua întreaga cantitate de apă; sunt specifice sectoarelor unde intervenţia antropică este puternică;

-surplus de apă subterană; cel mai adesea favorizează creşterile ulterioare care provin din precipitaţiile ce se desfăşoară în condiţiile umezirii prealabile a solului;

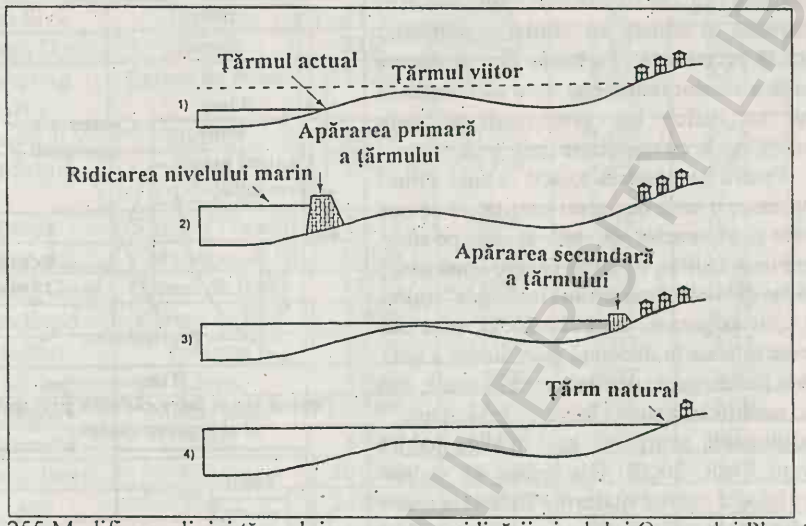


Fig.255 Modificarea liniei ţărmului ca urmare a ridicării nivelului Oceanului Planetar
după Smith, Ward, 1998

-precipitaţii bogate de tip torenţial; sunt specifice zonelor aride şi semiaride;

-scurgeri bogate desfăşurate pe pantele unde nu s-au instalat organisme liniare; sunt specifice zonelor aride şi semiaride;

-surplus de apă ca urmare a drenajului fluvial urban; sunt caracteristice marilor arii urbanizate unde infiltrarea este diminuată.

Inundaţiile fluviale sunt frecvente în climatele aride şi semiaride, unde ploile au caracter torenţial. În aceste condiţii perioada de retur este foarte scurtă şi vârful hidrografului destul de ridicat. În climatele moderate, de tip oceanic, sunt rare şi slabe (fig.254).

Inundaţiile litorale (*marine*) sunt caracteristice zonelor aflate la contactul cu apa mărilor şi oceanelor. În acest caz apar:

-inundaţii cu ape salmastre, datorate creşterilor mareice amplificate de desfăşurarea furtunilor; sunt specifice sectoarelor estuariene şi deltaice;

-inundaţii cu ape sărate, datorate valurilor care sparg cordoanele litorale şi favorizează penetrarea apelor marine în incinte închise sau parţial închise.

Inundaţiile litorale sunt din ce în ce mai frecvente deoarece nivelul general al mării este în continuă creştere şi ţărmul se modifică continuu (fig.255). Se impun măsuri imperioase de stabilizare a ţărmului.

Cea mai importantă caracteristică a unei inundaţii este înălţimea apei în albie, care se poate ridica la valori foarte mari pentru unele fluvii: Parana 40m la Guaira, Garonne 12m la Agen, Târnava Mare 4m la Mediaş, Dunărea 5mla Patlageanca etc.

Ca urmare a schimbărilor climatice careau avut loc în ultima perioadă, numărul cazurilor de inundaţii, cu caracter catastrofal,este în continuă creştere şi pagubele se ridică la

miliarde de dolari. Creşterea riscului la inundaţiia crescut şi ca urmare a urbanizării accentuate.În zonele cu grad redus de urbanizare vârful hidrogramei este mai redus, comparativ cu cel al provinciilor cu grad ridicat de populare şi urbanizare (fig.256). Cele mai multe cazuri se înregistrează în zonele cu climat continental de nuanţă accentuată. Perioada de producere frecventă a acestor fenomene este caracteristică zonelor cu deficit de precipitaţii şi mai diminuată încele cu umiditate uniformă.

Pentru cunoaşterea exactă a unei viituri sunt necesare o serie de valori cantitative asupra debitelor şi volumelor de apă scurse pe albie. În cazul inundaţiilor, se au în vedere două tipuri de debite: debitele "malurilor încărcate" (albie plină) (cu asigurare între 10-20%), care au frecvenţe ridicate în decursul unui an sau a unei perioade îndelungate; debitele excepţionale, care produc modificări geomorfologice importante şi condiţionează scurgerea apei în albia majoră (Bravard, Petit, 2000). Din punct de vedere geomorfologic debitul malurilor încărcate apare ca un debit caracteristic deoarece el reprezintă debitul de la care fenomenele de sedimentare se pot produce în albia majoră (constituirea grindurilor şi agradarea luncii). Poate fi asemuit şi cu debitul dominant, mai ales pentru fenomenele care pun în mişcare încărcătura solidă. Reprezintă punctul optim de eficacitate pentru modificările geomorfologice din cadrul albiei minore (Leopold et al., 1960; Dury, 1969), în special pentru modelarea meandrelor (Tricart, 1977).

Apariţia unei creşteri rapide şi mari a debitelor, în raport cu situaţia normală dintr-un râu, este rezultanta interacţiunilor dintre condiţiile de alimentare şi cele de scurgere. O influenţă deosebită asupra dimensiunii inundaţiei o are şi forma bazinului hidrografic, în funcţie de care hidrograful are aspecte diferite. Bazinele hidrografice alungite prezintă un hidrograf atenuat, comparativ cu cele rotunjite care deţin o inflexiune accentuată (fig.257).

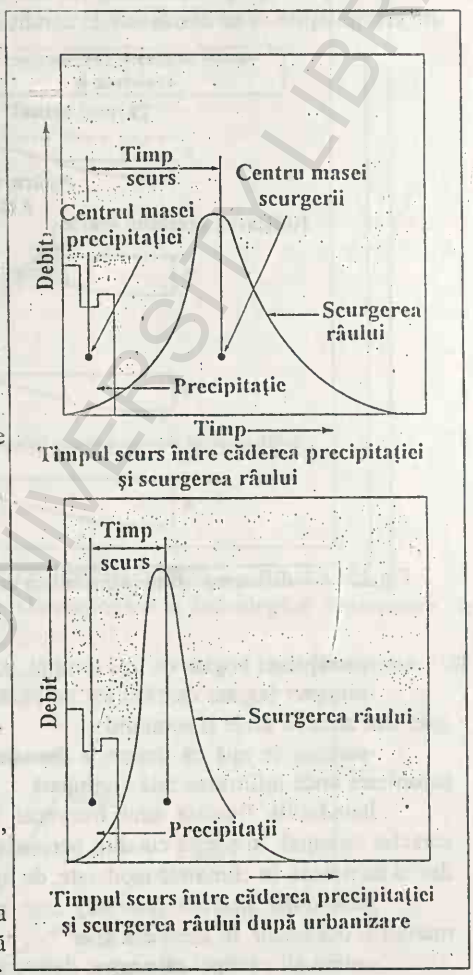


Fig.256 Schimbarea formei viiturii (hidrografului) ca urmare a urbanizării
după Leopold, 1994

Râul	Ţara	Suprafaţa bazinului km^2	Debit maxim m^3/s	Debit specific $m^3/s/km^2$	Indicele K*	Anul

Haast	Noua Zeelandă	1020	7690	7,54	5,76	1979
Cithuatian	Mexic	1370	13500	9,85	6,16	1959
Pioneer	Australia	1490	9840	6,60	5,84	1918
West Nueces	S.U.A. (Texas)	1800	15600	8,67	6,16	1959
Tam Shui	Taiwan	2110	16700	7,91	6,20	1963
Shingu Oga	Japonia	2350	19025	8,10	6,29	1959
Daeryong Gang	Coreea de Nord	3020	13500	4,47	5,83	1975
Cagayan	Filipine	4244	17550	4014	5,98	1959
Eel Scotia	S.U.A. (California)	8060	21300	2,64	5,92	1964
Pecos	S.U.A. (Texas)	9100	26800	2,95	6,11	1954
Betsiboka	Madagascar	11800	22000	1,86	5,78	1927
Toedong Gang	Coreea de Nord	12175	29000	2,38	6,06	1967
Han Koan	Coreea de Sud	23880	37000	1,55	6,05	1925
Jhelum	Pakistan	29000	31100	1,07	5,74	1929
Hanjiang	China	41400	40000	0,97	5,87	1593
Mangoky	Madagascar	50000	38000	0,76	5,70	1933
Narmada	India	88000	69400	0,79	6,21	1970
Chang Jiang	China	1010000	110000	0,11	5,20	1870
Lena	Rusia	2430000	189000	0,08	5,52	1967
Amazonas	Brazilia	4640000	370000	0,08	6,76	1953

*Indicele K a fost propus de Francou şi Rodier (1969). Reprezintă: $K = 10\left[\frac{(1-(\log(Q)-6))}{(\log(A)-8)}\right]$, unde: Q = cea mai puternică inundaţie (m^3/s); A = suprafaţa bazinului de recepţie (km^2).

Tabel 30 Debitele maxime pentru unele fluvii ale Terrei

după Rodier, Roche, 1984 citat de Smith, Ward, 1998

După forma hidrografului şi condiţiile de formare, se pot deosebi două tipuri de viituri: simple şi compuse.

-*Viiturile simple* au hidrograful reprezentat printr-un singur vârf (fig.258). Sunt clar evidenţiate perioadele de creştere şi de descreştere. Pot fi brutale, lente sau foarte lente. Au o frecvenţă mare în climatele cu precipitaţii preponderent sub formă de ploaie. În acest caz se disting (Guilcher, 1965):

Viituri mediteraneene, specifice Munţilor Cevennes, sudului Franţei, sudului Italiei, insulelor Sicilia şi Sardinia etc. Sunt caracteristice regiunilor unde intensitatea precipitaţiilor poate ajunge până la 1.000 mm/24h. În America de Nord sunt specifice râului Sacramento.

Viiturile oceanice se ivesc, cu precădere, în timpul iernii pe râurile din Franţa (bazinul Senei), Marea Britanie, dar şi pe unele râuri din centrul şi estul S.U.A.

Viiturile de vară sunt specifice zonei temperate, mai ales Europei Centrale (inclusiv România), S.U.A. (statele Texas, Kansas, Oklahoma).

Viiturile tropicale apar în regiunile bântuite de cicloni sau tornade.

Există o diferenţiere clară între manifestarea apelor mari şi a viiturilor (inundaţiilor).

O cauză determinantă în formarea viiturilor o reprezintă topirea zăpezilor care, în România, se produce primăvara (primele manifestări apar în lunile februarie-martie). Dacă pe râuri, mai ales în dreptul meandrelor, există zăpoare, viitura poate fi mult mai intensă.

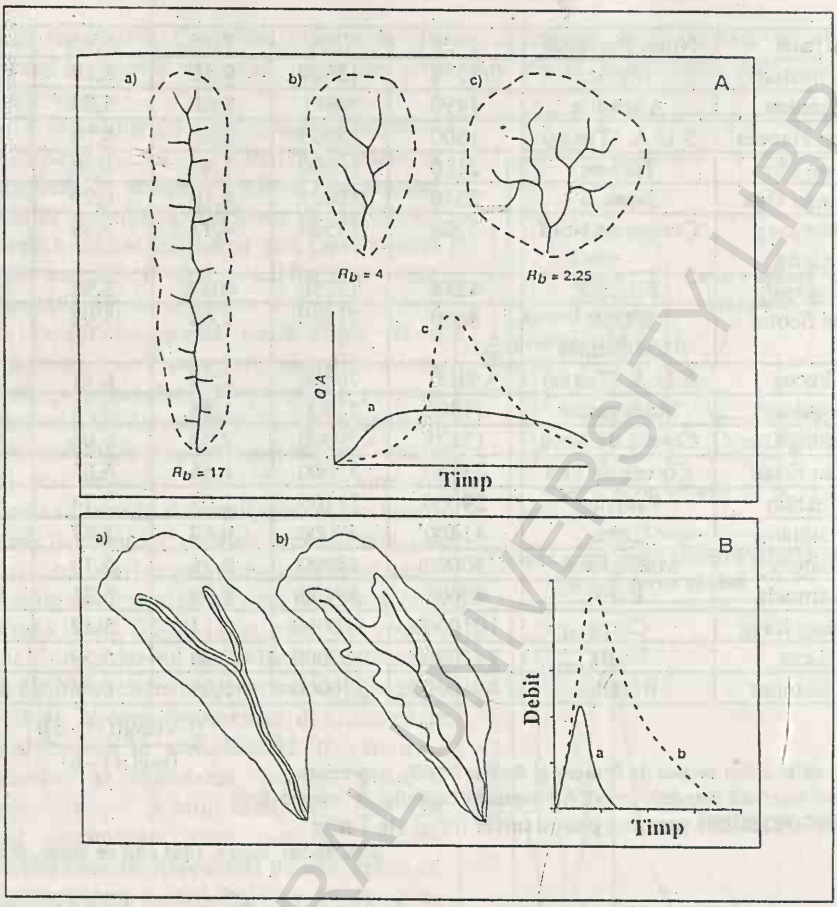


Fig.257 Intensificarea inundației în funcție de forma bazinului hidrografic (A) și suprafața afectată (B)

după Smith, Ward, 1998

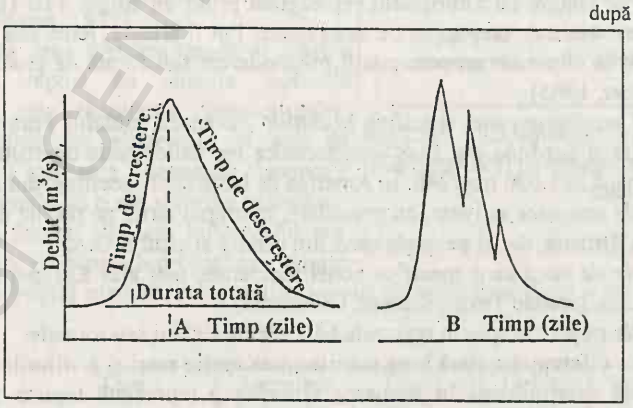


Fig.258 Viituri simple (A) și compuse (B)

după Zăvoianu, 1988

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

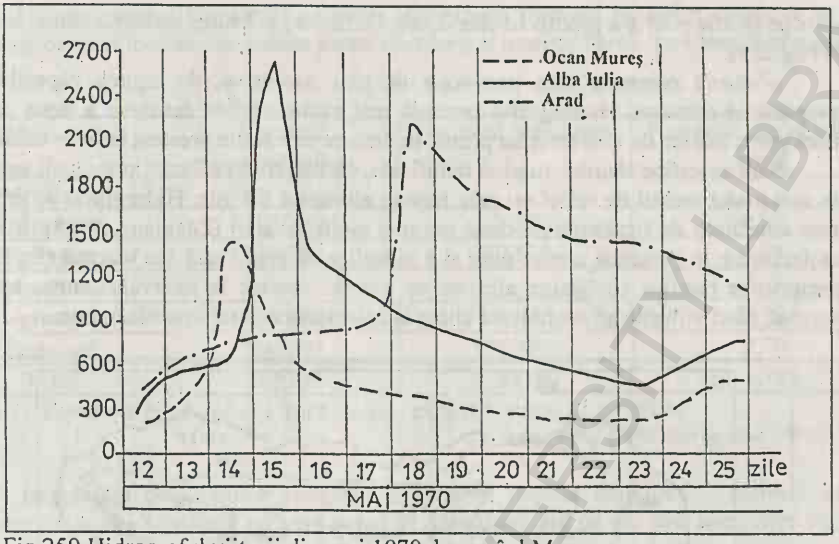


Fig.259 Hidrograful viiturii din mai 1970 de pe râul Mureş

după Diaconu et al., 1970

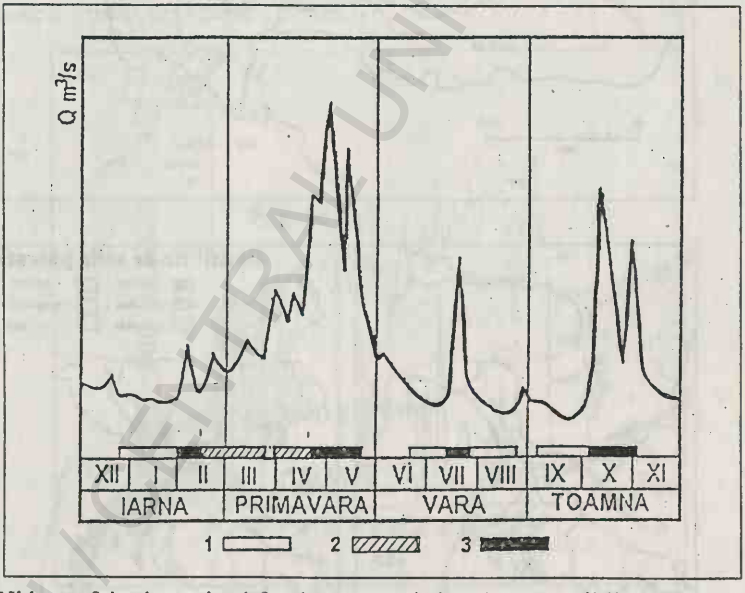


Fig.260 Hidrograful schematic al fazelor caracteristice ale scurgerii lichide: 1-ape mici; 2-ape mari; 3-viituri.

după Zăvoianu, 1999

Viiturile din primăvara anului 1970, de pe teritoriul României, au cuprins, în general, nordul Transilvaniei şi Maramureşul, cu localizare deosebită în bazinele Mureşului şi Someşului. Geneza acestor viituri este legată de căderea unor mari cantităţi de precipitaţii în zilele de 11,12,13 mai, pe un sol deja saturat cu apă. Curba de creştere sau de concentrare a

BCU IASI / BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

apelor pe râurile mici s-a produs în câteva ore. Pe Someş şi Mureş curba a evoluat în două-trei zile (fig.259).

-*Viiturile compuse* sunt provocate de ploi succesive, de topirea zăpezilor sau de suprapunerea acestora. Hodrograful prezintă mai multe vârfuri deoarece a doua sau a treia viitură apare înainte de a se termina prima, în timp ce nivelurile acesteia erau în scădere.

Sunt specifice râurilor mari şi ramificate, cu mai mulţi afluenţi principali sau care trec prin mai multe unităţi de relief ori prin regiuni climatice diferite. Hidrograful se prezintă sub forma unor dinţi de fierăstrău cu două sau mai multe creşteri (Zăvoianu, 1988). În România, sunt frecvente în perioada apelor mari şi a viiturilor de primăvară sau toamnă (fig.260). Sunt caracteristice râurilor cu bazine afectate de averse repetate la intervale scurte, sau pe râul principal, când viiturile afluenţilor nu ajung la colectorul central în acelaşi timp.

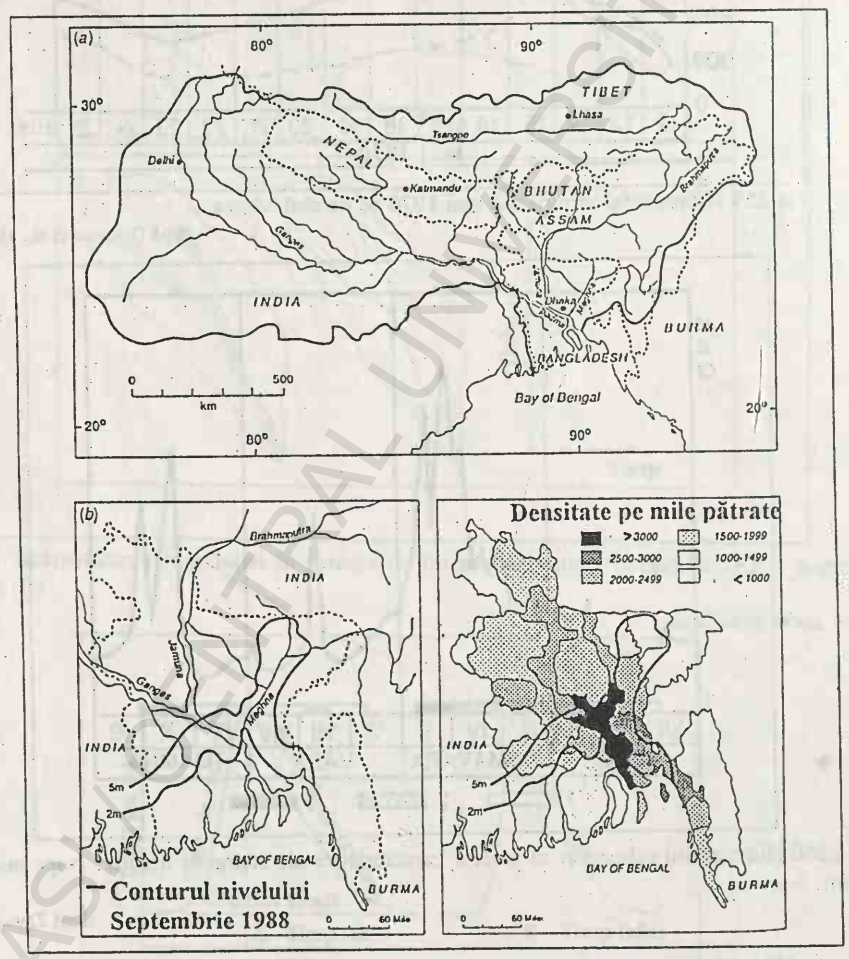


Fig.261 Bazinul hidrografic al Gangelui şi Brahmaputrei (a) şi nivelul apei în timpul inundaţiei (b)

după Milliam et al., 1989

O mare parte a populației globului este expusă frecvent viiturilor deoarece un mare număr de oameni locuiesc în zonele joase, de-a lungul marilor fluvii, pe litoralul apropiat etc. (fig.261).

Tipul revărsării	Numărul proprietăților	Numărul populației	Procentul din populația totală
Revărsări fluviale			
Neprotejate	101600	274200	0,54
Protejate	231700	625590	1,25
Revărsări litorale			
Neprotejate	56000	150000	0,30
Protejate	500000	1350000	2,70
Total	889300	2399790	4,79

Tabel 31 Populația din Anglia și Țara Galilor expusă riscului inundațiilor

după Parker, 1992 citat de Smith, Ward, 1998

Inundațiile devastatoare provoacă o serie de pagube materiale și pierderi de vieți omenești, mai ales în zonele cu grad redus de dezvoltare sau cu văi slab amenajate din punct de vedere hidrologic (fig.262). Revărsările dețin supremația în ceea ce privește cele mai mari riscuri la care este expus omul. Față de anii precedenți, astăzi, numărul evenimentelor inundaționale s-a mărit considerabil (fig.263).

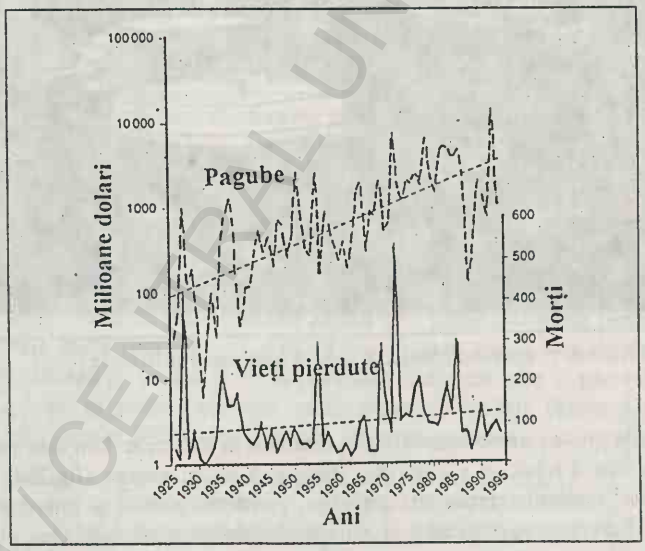


Fig.262 Pierderile materiale și umane provocate de inundații între 1925-1994 în SUA (milioane dolari ajustate la valoarea din 1990)

după US Department of Commerce, 1990

Zona	Evenimente	Morți	Afectați	Fără adăpost	Pagube
Africa	16,0	4,5	1,0	5,1	1,9

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Asia	41,1	82,2	95,3	85,1	65,6
America Centrală	7,1	1,7	0,1	0,5	1,3
Caraibe	3,2	1,2	0,3	0,2	0,2
Europa	8,7	2,1	0,6	0,5	20,1
Estul Apropiat	4,1	1,5	0,2	1,0	0,7
Pacific	1,2	0,1	0,0	0,0	0,2
America de Sud	18,6	6,7	2,5	7,6	10,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tabel 32 Procentajul tuturor dezastrelor provocate de inundații și asocierea impactului acestora între anii 1964-1996 (fără S.U.A.)

după OFDA, 1996, citat de Smith, Ward, 1998

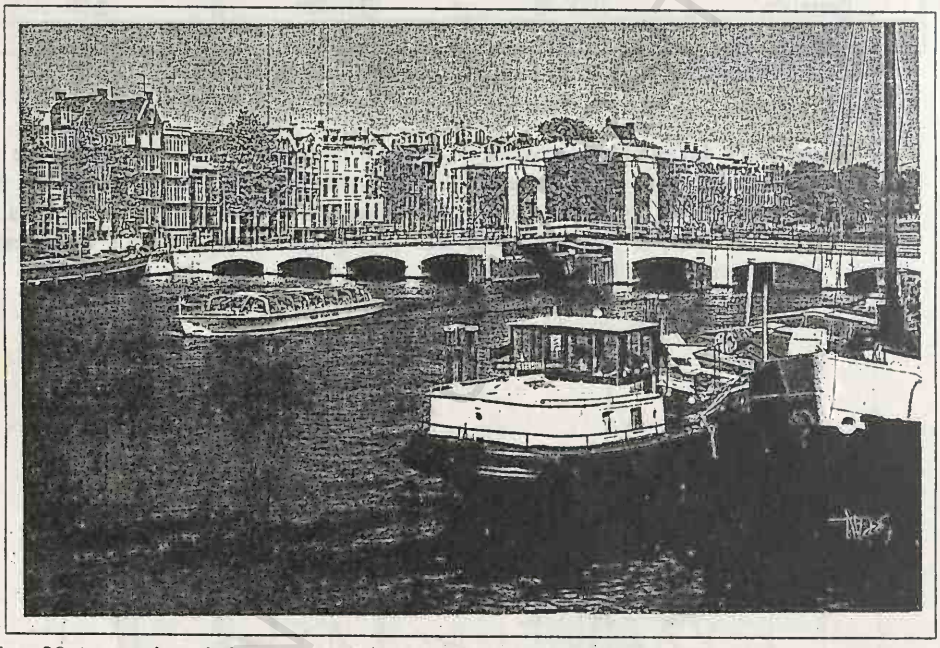


Foto 28 Amsterdamul și apărarea orașului contra inundațiilor litorale

Foto Gh.Romanescu

Pierderile provocate de inundații pot fi directe și indirecte. Din cele directe se remarcă: ruperea grindurilor fluviale și a digurilor, inundarea albiei majore (fig.264), pagubele fizice ale proprietăților, costurile restaurării complete, pierderile umane și îmbolnăvirile. Pierderile indirecte sunt: întreruperea traficului și activităților economice, reducerea puterii de consum în cadrul comunității, creșterea vulnerabilității sinistraților, migrarea și reducerea încrederii față de zona afectată. În timpul inundațiilor, mai ales în țările unde acestea sunt foarte frecvente, costurile unor produse de strictă necesitate cresc cu procente de până la 50% (tabel 33). Mărimea pagubelor depinde de: gradul de dezvoltare socio-economică; densitatea populației în teritoriul afectat; caracteristicile undelor de viitură (debite, niveluri, volume, durată, viteză de deplasare, înălțimea coloanei de apă, lungimea și grosimea stratului de depuneri etc.) (Roșu, Crețu, 1998).

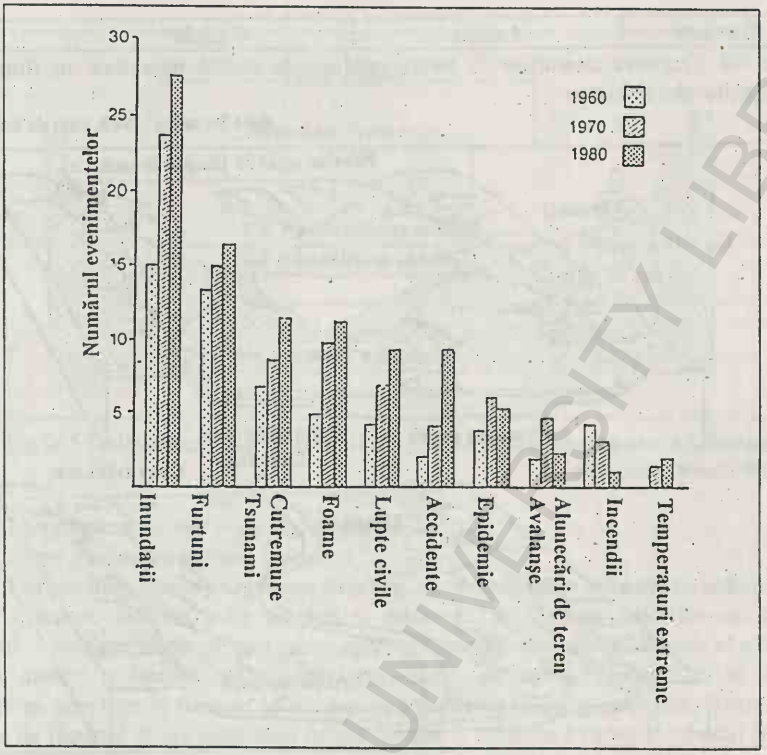


Fig.263 Media numărului de dezastre produse în lume până în anul 1980
după Wijkman, Timberlake, 1984

Prevenirea viiturilor este o acţiune complexă şi de mare importanţă. Trebuie să aibă în vedere un ansamblu de măsuri care încep de la versant (locul de formare a scurgerii superficiale), până la albie (în profil longitudinal). Aşezările umane şi activităţile social-economice trebuie să fie ferite de inundaţii prin calcularea probabilităţii de desfăşurare a fenomenelor. Se ţine cont de probabilitatea anuală care poate fi ridicată pentru zonele joase şi redusă pentru cele înalte (fig.265). În cazul în care nu sunt condiţii de amplasare a aşezărilor de-a lungul râurilor sau pe ţărmul mării se pot înălţa platforme care să apere de inundaţii noile construcţiile apărute în zonă. Cele mai multe amenajări aparţin ţărilor puternic dezvoltate deoarece costurile unor astfel de activităţi sunt foarte costisitoare.

Produsul	Preţul înaintea producerii inundaţiilor (rupi)	Preţul după producerea inundaţiilor (rupi)	Creştere %
Orez	160	172	7,5
Păstăi	240	280	16,0
Ceapă	200	275	37,0
Cartofi	150	195	30,0
Făină de grâu	50	60	20,0
Carne	16 kg	20 kg	25,0

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Kerosen	4 sticle	6 sticle	50,0

Tabel 33 Creşterea costurilor la unele produse de strictă necesitate în timpul producerii inundaţiilor din Pakistan

după Sikander, 1983, citat de Smith, Ward, 1998

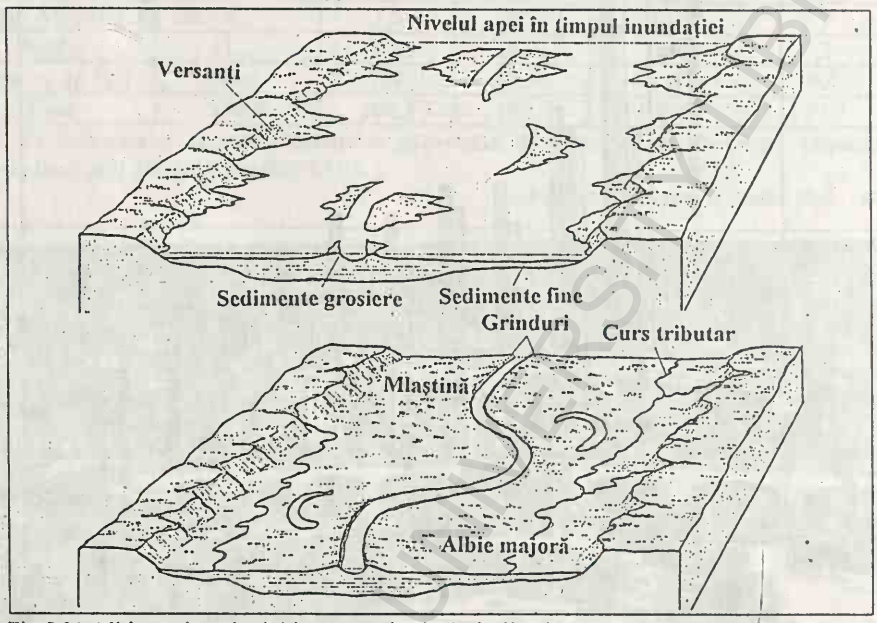


Fig.264 Albia majoră la debite normale (jos) şi viituri (sus)

după Tarbruck, Lutgens, 1993

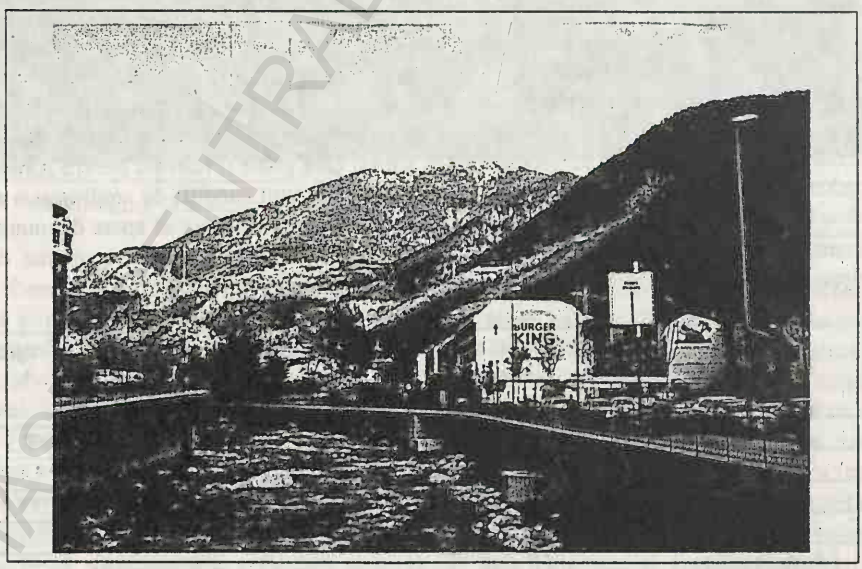


Foto 29 Andorra la Vella şi amenajarea râului contra inundaţiilor

Foto Gh.Romanescu

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

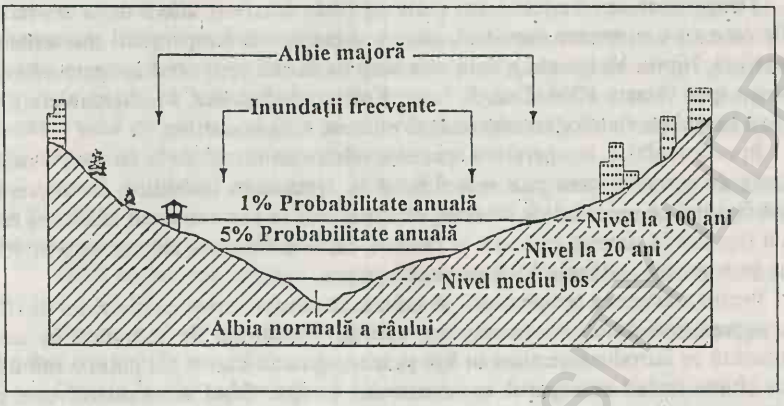


Fig.265 Delimitarea zonelor posibil inundabile la diferite valori ale debitelor
după Smith, Ward, 1998

10.n.Regimul termic și de îngheț al râurilor

10.n.1.Temperatura apei din râuri

Temperatura apelor curgătoare depinde, în cea mai mare măsură, de radiația solară, de schimbul termic existent între aer-apă și albie-apă, de aportul caloriilor ce provin prin intermediul scurgerilor de versant, al scurgerilor subterane, de aportul caloric al afluenților, de căldura internă a frecării intermoleculare a apei, de aportul caloric indus de om etc. Evaporarea apei este în funcție de temperatura existentă în locul respectiv. Bilanțul scurgerii depinde de raportul dintre cantitatea de precipitații și valoarea evapotranspirației (măsurată cu ajutorul unui bac de evaporare).

Căldura specifică este cantitatea de căldură necesară ridicării cu 1^0C a temperaturii unei unități cu greutatea de 1 g.

Căldura latentă este cantitatea de căldură absorbită sau cedată pe parcursul modificării stării de agregare la presiune și temperatură constantă. Această căldură este absorbită sau eliberată numai la o transformare de fază.

Insolația însumează energia solară primită de o suprafață expusă sub formă de radiație directă, difuză și a atmosferei. În emisfera nordică doar 47% din energia solară este receptată la sol. Energia este absorbită și cedată diferit de masele de apă și uscat în funcție de latitudine și altitudine.

La aceeași valoare a insolației există o diferență de temperatură între masa de apă și cea de uscat deoarece transparența apei permite pătrunderea radiațiilor calorice la adâncimi mari, căldura fiind repartizată la un strat mai gros de apă, pe când la uscat ea este reținută numai la suprafața lui și prin urmare acesta se încălzește mai puternic. În același timp, masele de apă se amestecă continuu. În acest caz o masă de apă are nevoie de o cantitate de energie de cinci ori mai mare pentru a-și ridica temperatura cu același număr de grade (Strahler, 1973).

Un rol foarte important în evoluția regimului termic îl joacă și dinamica apelor care contribuie la uniformizarea temperaturilor în cadrul albiilor. Pentru râurile cu ape repezi și puțin adânci, temperaturile cunosc o uniformizare totală, iar pentru cele cu viteze mici și adâncimi mari, apar stratificările. Ținând cont că temperatura aerului este cea care influențează, în mod direct, regimul termic al apelor, râurile Terrei cunosc aceeași variație a temperaturii, conformă cu cea a aerului: variație latitudinală și altitudinală.

Temperatura apelor, conform celor enunțate anterior, diferă de la izvoare la vărsare. Râurile care au o orientare nord-sud, cunosc o creștere a temperaturii din amonte spre aval (Mississippi, Nipru, Volga etc.); cele care curg de la sud spre nord au temperaturi ce scad de la izvoare spre vărsare (Obi, Enisei, Lena, Kolîma, Indighirka, Mackenzie etc.); râurile care curg de-a lungul paralelelor cunosc variații mici ale temperaturilor.

În cadrul albiei, temperatura apei este relativ uniformă de la un mal la celălalt. Diferă în funcție de sezoane: vara este mai ridicată în apropierea malurilor, cu diferențe de 1-3^{0}C datorită faptului că procesul de amestec este mai mic în sectoarele cu adâncimi reduse, dar și datorită faptului că uscatul cedează, la rându-i, căldură; toamna, situația este inversă deoarece apa din sectoarele cu adâncimi reduse se răcește mai rapid.

Pentru măsurarea temperaturii se utilizează termometrele cu diviziuni din 0,2 în 0,2^{0}C. Pentru reprezentativitatea temperaturilor acestea trebuie să fie măsurate în curentul apei. Termometrul se introduce vertical în apă și se menține în curent cel puțin 5 minute după care se face citirea ținând rezervorul termometrului în apă. Când termometrul este prevăzut cu carcasă cu păhărel se poate scoate din apă dar fără să fie prea mult expus la soare. Măsurarea temperaturii se termină după 3 zile de la apariția primelor forme de gheață și este continuată după ce râul nu mai prezintă astfel de elemente. La râurile cu adâncimi mari, măsurătorile se pot face și cu sticla batimetrică sau cu o sticlă simplă. Cele mai rapide măsurători se fac cu senzori electronici care permit stocarea datelor într-un calculator. De regulă, aceste observații se fac la stațiile hidrometrice de două ori pe zi.

Pentru analiza regimului termic trebuie să se țină cont de caracteristicile legate de dependența regimului termic al apelor cu cel al aerului, dar și de particularitățile legate de volumul de apă, de caracteristicile scurgerii și ale secțiunilor transversale etc. În profil transversal, la râurile mici, curgerea, în funcție de debit, viteză și rugozitate, se realizează repede și omogenitatea temperaturii este ridicată. La râurile mari se poate remarca o serie de mici diferențieri între maluri care, în timpul verii pot avea temperaturi mai ridicate cu 1-2^{0}C față de talveg și în timpul iernii invers.

La munte, în timpul verii, temperatura apei este mai mică ca cea a aerului; în timpul iernii situația este inversă. În sectoarele extramontane valorile temperaturii aerului și ale apei sunt foarte apropiate în prima parte a anului, din martie până în iulie, după care, din august, temperaturile apei se mențin la valori mai ridicate ca ale aerului. Temperaturile extreme zilnice se produc cu o întârziere de cca.15 minute față de cele ale aerului numai că fenomenul este corelat de debitul apei.

În cazul României se remarcă o scădere a temperaturilor medii ale apelor de la munte spre zonele mai joase. Din zona montană spre câmpie, gradientul mediu de creștere a temperaturii apei este de 0,5^{0}C/100m. Se constată un gradient de 1^{0}C/100m până la 400m și de 0,33^{0}C/100m la altitudini mai ridicate. Temperatura medie multianuală are valori situate <5^{0}C pe cele mai înalte culmi ale Carpaților Meridionali și Apuseni, după care acestea scad odată cu altitudinea până la >12^{0}C în Câmpia Română. Temperaturile maxime se produc în intervalul iunie-august și variază între 12-22^{0}C în sectorul montan, 18-30^{0}C în zona subcarpatică și 25-35^{0}C la câmpie. Temperaturile minime care se suprapun fenomenelor de iarnă se produc din decembrie până în februarie (chiar martie) fiind de 0^{0}C (chiar –2^{0}C) la munte numai că ele nu îngheață datorită vitezelor mari pe care le prezintă apa.

10.n.2.Regimul de îngheț al râurilor

Când temperatura apei coboară <0^{0}C își fac apariția și primele formațiuni de gheață, cunoscute sub denumirea de *ace de gheață*, care imprimă apei un aspect de vată muiată uleioasă. În sectoarele cu viteză mică își face apariția, la mal, *gheața de mal*, care se prezintă sub trei forme: *formațiuni temporare* (*gingii de gheață*), *formațiuni permanente* și *gheață la*

mal (ca urmare a valurilor). Când temperatura coboară foarte mult, în jurul aluviunilor aflate în suspensie, încep a se forma *cristale de gheaţă*. După acumularea cristalelor îşi fac apariţia *sloiurile* şi *gheaţa interioară* (*năboi*, cunoscut şi sub numele de *zai* ori *gheaţă spongioasă*, şi *gheaţă de fund*). Pe suprafaţa apei, în timpul zăpezilor abundente, se formează *năboiul de zăpadă*. *Podul de gheaţă* îşi face apariţia după ce sloiurile de gheaţă încep să se sudeze între ele şi sunt etalate pe întreaga suprafaţă a râului.

Acele de gheaţă reprezintă primele forme de gheaţă care se instalează la malurile râurilor, doar în locurile cu viteze mici. Se prezintă sub forma unor cristale transparente cu aspect de ace izolate sau sudate.

Zaiul reprezintă cristale de gheaţă antrenate în masa de apă. Sunt frecvente zonelor montane.

Gheaţa la fund reprezintă o gheaţă spongioasă care se formează pe patul albiei sau pe obiectele din apă, în condiţiile unei mase de apă suprarăcită.

Gheaţa la mal reprezintă un proces avansat de îngheţ în sectoarele cu viteze reduse. În acest caz acele de gheaţă sunt unite sub forma unei fâşii înguste cu lungimi şi lăţimi variate.

Sloiurile de gheaţă reprezintă bucăţi de gheaţă plutitoare la suprafaţa râurilor. Pot fi mici şi rare, mici şi dese, mari şi rare, mari şi dese sau se pot prezenta sub forma unor îngrămădiri de sloiuri (fig.266).

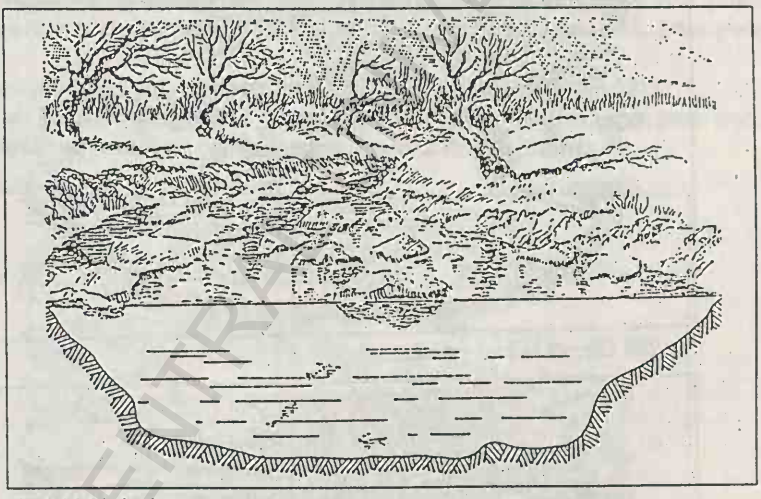


Fig.266 Sloiuri

Curgerea sloiurilor este generată de procesul încălzirii şi ruperii bucăţilor de gheaţă de mal sau de podurile de gheaţă sparte.

Năboiul reprezintă o gheaţă buretoasă care pluteşte în îngrămădiri nelegate. Prezintă plăcuţe de gheaţă, gheaţă spongioasă şi uneori zăpadă. Poate fi rar, potrivit şi des..

Podul de gheaţă reprezintă îngheţarea râului de la un mal la celălalt cu un start continuu de gheaţă (fig.267). Procesul se realizează prin intermediul câtorva faze intermediare din care se remarcă cea a podului de gheaţă cu ochiuri libere de apă în sectorul central cu viteze mari. Rezultă din unirea gheţii la mal până la acoperirea totală a cursului de apă (fig.268,269). Procesul este favorizat şi de configuraţia albiei, existenţa unor obstacole etc. Podul total de gheaţă sau îngheţarea completă a apei (fig.270) se realizează în condiţiile unor perioade mai mari cu temperaturi negative: 1-40 zile. Podul de gheaţă poate fi:

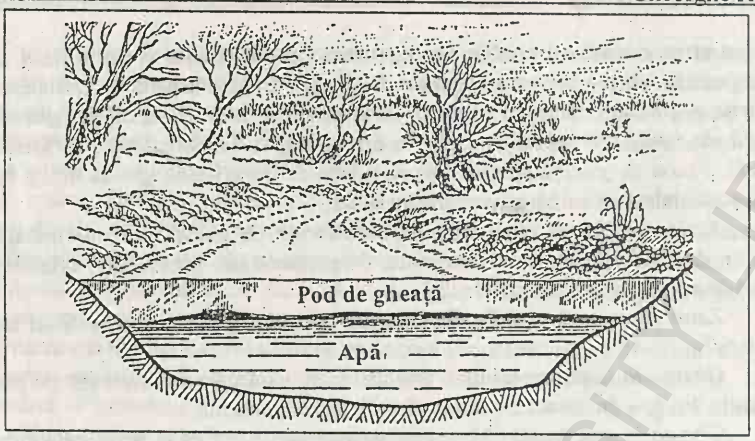


Fig.267 Pod de gheață continuu

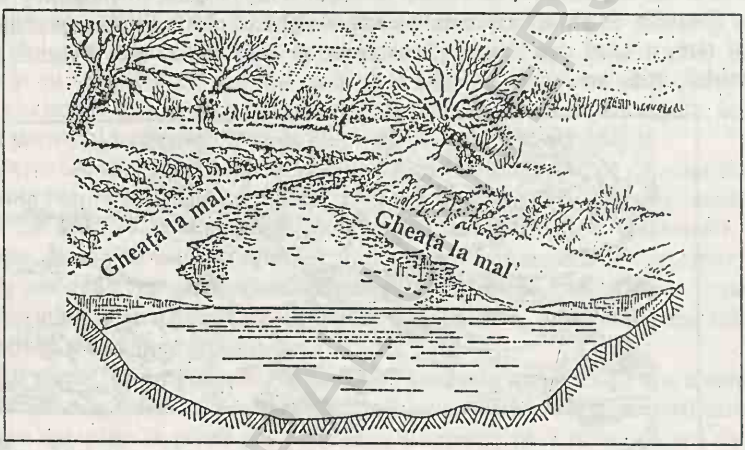


Fig.268 Gheață la mal primară

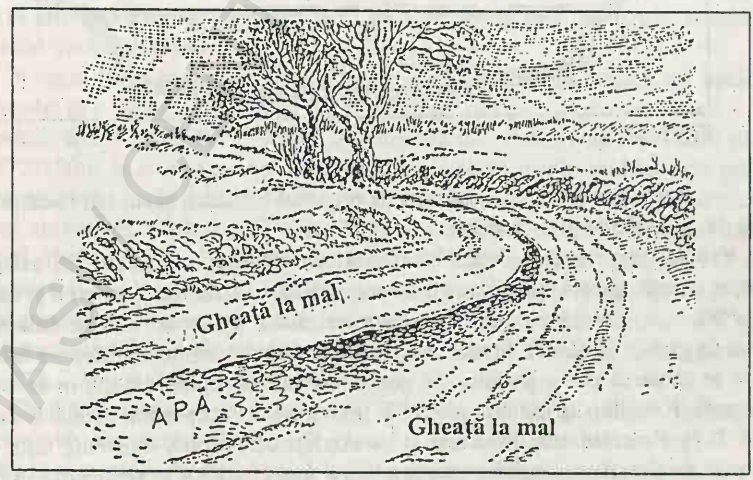


Fig.269 Gheață la mal evoluată

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

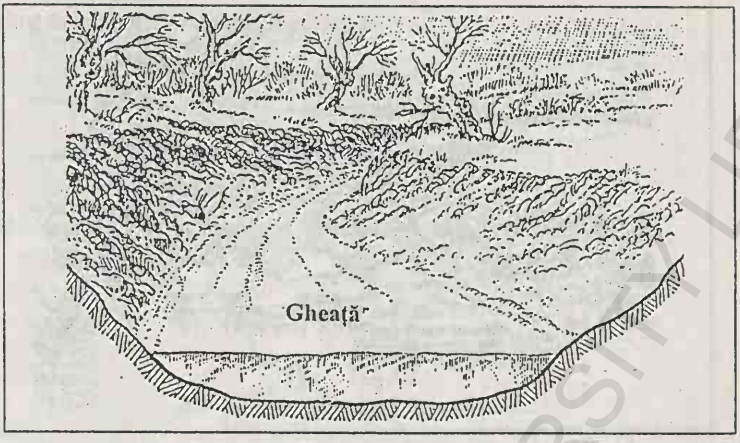


Fig.270 Râu înghețat până la fund

Podul de gheață suspendat este specific albiilor înguste, cu gheață bine prinsă de maluri, când apare o scădere bruscă a nivelurilor și își face apariția un spațiu între gheață și suprafața apei.

Apa peste pod de gheață apare în cazul unui dezgheț în amonte (fig.271).

Poduri de gheață suprapuse se produc în cazul în care apa care curge peste podul de gheață reîngheață și generează alt pod care poate fi sau nu unit cu primul.

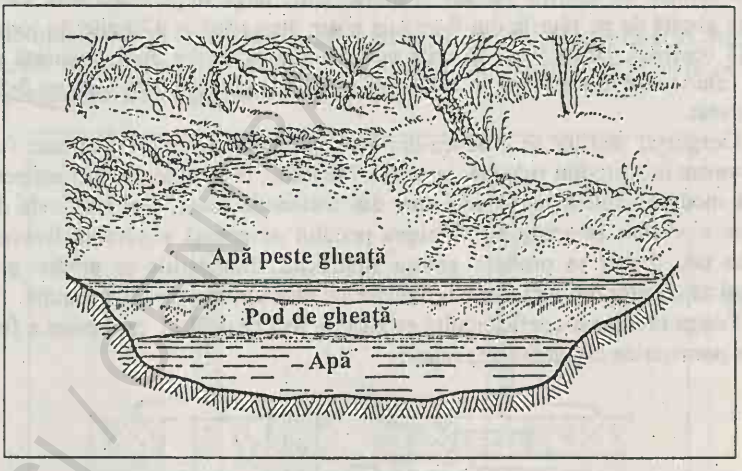


Fig.271 Apa curge deasupra gheții

Zăpoarele reprezintă îngrămădiri de sloiuri care apar în sectoarele mai înguste de albie, la meandre, la pilonii podurilor de gheață, la diferite obstacole din cadrul albiei etc. (fig.272).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

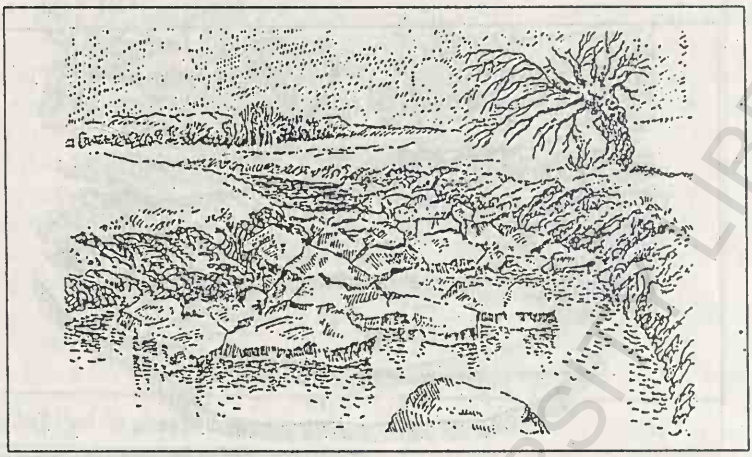


Fig.272 Formarea zăpoarelor

Cele mai favorabile sectoare de formare a zăpoarelor pe Dunărea românească sunt în zona Calafat – Ciuperceni, Cotul Pisicii (Galați) etc. Cel mai spectaculos zăpor de pe Dunăre s-a format în 1838 în sectorul Budapestei, când nivelurile din spatele acestuia au crescut cu 2m, în condițiile în care debitul fluviului era de 5.000-6.000 m^3/s. În orașul Pesta s-au distrus 4.254 case de pe o suprafață de 6.000 km^2, adică 53,6% din fondul de locuințe.

Fenomenele de îngheț sunt observate pe toate râurile din România, numai că frecvența, durata și formele de apariție variază în limite foarte largi. În perioada anticiclonului siberian podul de gheață de pe râurile din România poate dura până la 120 zile; în iernile blânde, cu influență oceanică, poate lipsi. Râurile cu adâncimi și debite mari, îngheață greu deoarece debitul caloric este mai ridicat. În estul țării, podul de gheață poate dura cu 3-5 ori mai mult decât în vest.

Dezghețul râurilor se produce din aval spre amonte. În urma acestui fenomen, apele mari, formate la altitudini ridicate, în munți, întâlnesc, la câmpie, cursuri acoperite de gheață. În acest mod se explică inundațiile rare din sectoarele joase, mai ales cele din estul țării. Cursurile vijelioase se scurg pe deasupra podului de gheață și revarsă frecvent primăvara. După un nou îngheț se produce gheața stratificată. Inundațiile se produc și ca urmare a existenței zăpoarelor din sectoarele inferioare ale râurilor, mai ales în meandre.

Pentru estimarea coeficientului cu care se reduce debitul, ca urmare a fenomenelor de iarnă, se pornește de la următoarea relație:

$$Q = \omega C\sqrt{RI} = \frac{\left(\omega R^{\frac{2}{3}}\sqrt{I}\right)}{n}.$$

unde:

Q = debitul normal;
n = coeficientul de rugozitate;
I = panta suprafeței apei;
ω = secțiunea de curgere ω = B*h;

BCU IASI / C

R = raza hidraulică.
Debitul de iarnă are următoarea expresie:

$$Q_i = \omega C_i \sqrt{R_i I} = \frac{\left(\omega R_i^{\frac{2}{3}} \sqrt{I}\right)}{n}; \quad \frac{Q_i}{Q} = \left(\frac{R_i}{R}\right)^{\frac{2}{3}}.$$

Când h este considerat neglijabil față de B, ecuația se prezintă astfel:

$$R = \frac{\omega}{(B+2h)}; \; R_i = \omega(2B+2h) = \frac{\omega}{2B}.$$

$$R = \frac{\omega}{(B+2h)}; \; R_i = \omega(2B+2h) = \frac{\omega}{2B}.$$

$$\frac{Q_i}{Q} = \left[\left(\frac{\omega}{2B}\right)\left(\frac{B}{\omega}\right)\right]^{\frac{2}{3}} = \frac{1}{\sqrt[3]{2^2}} = 0{,}65.$$

$$\frac{Q_i}{Q} = K_i = 0{,}65.$$

În condițiile podului de gheață se aplică un coeficient de corecție de 0,65. Raportul $\frac{Q_i}{Q}$ sau coeficientul de reducere prezintă valori din ce în ce mai mici pe măsură ce grosimea podului de gheață se mărește. Înghețul total $K_i = 0$.

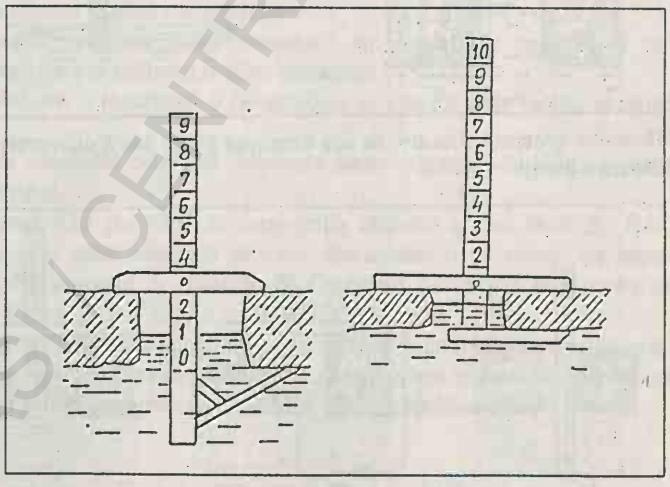


Fig.273 Măsurarea grosimii stratului de gheață cu clupa tip 1 și tip 2

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- *Instrumentele utilizate la măsurarea fenomenelor de îngheț*

Observațiile se efectuează la stațiile hidrometrice și se înscriu în carnetul de observații: data la care s-a semnalat fenomenul, tipul acestuia, măsurători ale podului de gheață etc.

Pentru măsurătorile podului de gheață se utilizează clupa de gheață care se introduce într-o copcă de gheață. Clupa este o riglă gradată, prevăzută cu un braț fix și unul mobil. La introducerea clupei în copcă, brațul fix se va afla la partea inferioară a gheții, în timp ce brațul mobil se află deasupra. Distanța dintre cele două brațe reprezintă grosimea podului de gheață, citită pe riglă. Clupele de gheață sunt de două feluri: cu citire sub brațul mobil și cu citire deasupra brațului mobil (fig.273,274,275,176).

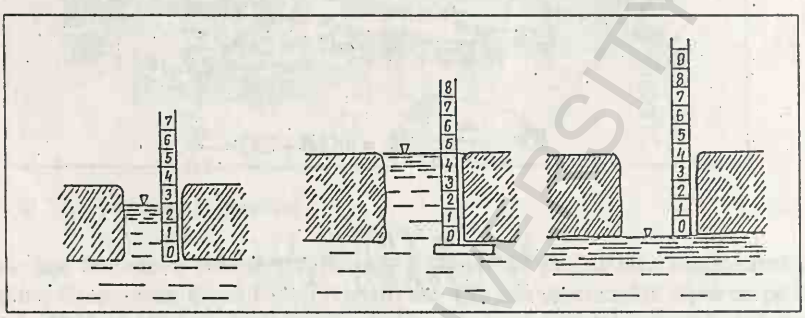


Fig.274 Măsurarea grosimii gheții cufundate parțial în apă, cufundate total în apă sau a gheții care nu este deloc în apă

Fig.275 Măsurarea grosimii stratului de apă deasupra gheții sau a diferenței dintre nivelul apei și fața inferioară a gheții

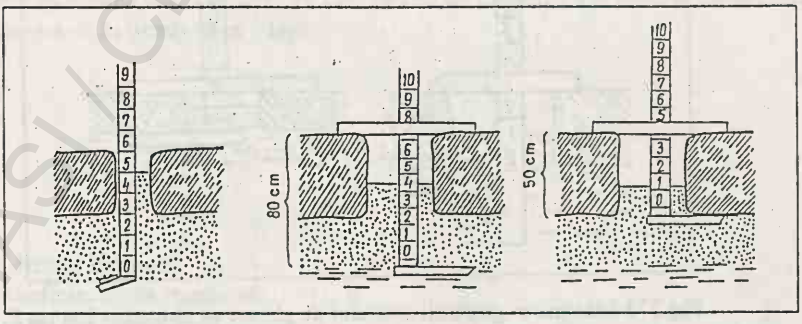


Fig.276 Măsurarea grosimii stratului de năboi cu mira (stânga) sau măsurarea grosimii stratului de năboi cu clupa de gheață

10.o.Caracteristicile hidrochimice ale râurilor

Cantitatea de substanțe chimice dizolvate în apa râurilor reprezintă mineralizația. Se exprimă în mg/m^3 sau mg/l. Mineralizația este influențată de sursele de alimentare sau de natura substratului prin care trece cursul de apă.

Procesul de încărcare a apei cu diferite elemente chimice este determinat de rocile pe care trece apa, de temperatură, starea de dezagregare a rocii, starea ei de spălare anterioară etc. În ultima perioadă se asistă și la o îmbogățire a mineralizației apelor de suprafață și prin intermediul poluării. Unele ape sunt degradate complet din punct de vedere calitativ. Elementele sau compușii acestora, dizolvați în apele curgătoare, se pot prezenta sub formă ionică, nonionică sau a de gaze dizolvate (Zăvoianu, 1999).

Elementele ionice cuprind atomii sau grupele de atomi ai elementelor dizolvate, încărcate cu o sarcină pozitivă sau negativă.

Cationi sau ionii care poartă una sau mai multe sarcini elementare pozitive: Ca^{++}, Mg^{++}, Na^{+}, K^{+}, H^{+}, Al^{+++}.

Anioni sau ionii care poartă una sau mai multe sarcini negative: Cl^{-}, SO^{--}, CO^{--}, PO^{---}.

Cei mai importanți cationi și anioni sunt: Ca^{++}, Mg^{++}, K^{+} și Na^{+} frecvente în apele de suprafață.

Calciul (Ca^{++}) și magneziul (Mg^{++}) sunt frecvente în toate apele care spală depozitele de roci carbonatice: calcita, dolomitul, mica, magnezitul și gipsul. Sodiul (Na^{+}) este specific apelor care drenează formațiuni salifere sau aride. Potasiul (K^{+}) deține proporții reduse în apele de suprafață.

Fierul este bivalent (Fe^{++}) sau trivalent (Fe^{+++}) și se prezintă sub formă de coloizi sau compuși.

Carbonații (CO_3^{--}) provin din descompunerea și dizolvarea calcarelor și a feldspaților de către apa din precipitații încărcată cu bioxid de carbon (CO_2). În acest fel se ajunge la formarea *bicarbonaților (HCO_3^{-})*.

Sulfații (SO_4^{--}) provin, de obicei, din dizolvarea gipsului existent în rocile sedimentare sau când se prezintă sub formă de zăcământ.

Clorurile (Cl^{-}) sunt, de obicei, rare. Din abundență se găsesc în arterele care drenează sedimente de origine marină sau saliferă.

Compușii nonionici sunt reprezentați, în special, de *dioxidul de siliciu (SiO_2)* sau *silicea* care provine din spălarea rocilor vulcanice.

Fenolul este o rezultantă a deversărilor ce aparțin unor fabrici și rafinării. Este foarte toxic.

Gazele dizolvate cele mai frecvente sunt: oxigenul, dioxidul de carbon, hidrogenul sulfurat și metanul.

Oxigenul (O_2) participă la compoziția chimică a apei încă din faza de vapori sau picături. Cea mai mare cantitate provine din contactul pe care-l are suprafața apelor cu atmosfera și din procesul de fotosinteză. Cantitatea de oxigen este invers proporțională cu temperatura: 13,4 mg/l la 4^0C; 7,5 mg/l la 30^0C (Gâștescu, 1998).

Oxigenul dizolvat se poate exprima și în procente. Se determină prin raportul dintre concentrația oxigenului dizolvat în proba analizată (C) și concentrația la saturație a oxigenului la temperatura probei în momentul recoltării (C_0) multiplicat cu 100:

$$Q_2\% = \left(\frac{C}{C_0}\right)100.$$

BCU IAȘI - SERVICIUL BIBLIOTECI UNIVERSITARE

Cel mai bun indicator al calităţii apei este conţinutul de oxigen. De obicei, valorile oxigenului dizolvat sunt inferioare valorilor de saturaţie, diferenţa fiind determinată de volumul substanţelor organice în descompunere care sunt mari consumatoare de oxigen. Ca indicator al calităţii apei se mai foloseşte şi consumul chimic de oxigen (CCO) şi consumul biochimic de oxigen (CBO) care indică cerinţa de oxigen (chimic şi biochimic) necesar procesului de descompunere a materiei organice.

Dioxidul de carbon (CO_2) provine din procesul arderii şi este preluat din atmosferă. Conţinutul apei este legat direct de pH şi alcalinitate:

$$C = Kp.$$

unde:

C = cantitatea de CO_2 (mg/l);

p = presiunea parţială din atmosferă;

K = factor de proporţionalitate în funcţie de temperatură.

Bioxidul de carbon trece prin reacţii reversibile în acid carbonic care, prin disociere, trece în bicarbonat şi carbonat:

$$CO_2+H_2O<=>H_2CO_3;\ H_2CO_3<=>H^++HCO_3^-;\ HCO_3^-<=>H^++CO_3^{--}.$$

Hidrogenul sulfurat (H_2S) apare frecvent în apele subterane, bazinele lacustre şi marine închise (Marea Neagră etc.). Rezultă din procesul de descompunere a substanţelor organice, care au loc cu consum de oxigen şi prin reducerea sulfaţilor din sedimentele sapropelice de fund (Gâştescu, 1998). Apele cu hidrogen sulfurat sunt agresive.

Metanul (CH_4) este specific apelor de zăcământ sau în izvoarele care spală şisturile bituminoase. Provine din descompunerea substanţelor organice şi din mâluri. Este întâlnit des în apropierea complexelor zootehnice.

Pentru gradul de mineralizare se fac analize chimice în care se determină conţinutul ionic pentru fiecare element constituent al apei. Aprecierea globală se referă la reziduul fix deoarece reprezintă totalitatea substanţelor organice şi anorganice dizolvate în apă.

Râurile din România au fost grupate, în funcţie de dominarea anionilor (Anghel, Ujvari, 1957; Ujvari, 1972), în ape carbonatate, sulfatate şi clorurate, iar după gradul de mineralizaţie în grupe cu mineralizaţie redusă (<200 mg/l), cu mineralizaţie mijlocie (200-500 mg/l), cu mineralizaţie ridicată (500-1.000 mg/l) şi cu mineralizaţie înaltă (>1.000 mg/l). Conform acestei clasificări au fost stabilite următoarele zone hidrochimice:

10.o.1.Râurile din clasa apelor bicarbonatate cuprind cea mai mare parte a României (cca.73%).

Cu *mineralizare redusă* – cuprind sistemele hidrografice care îşi au originea în formaţiunile eruptive şi cristaline: afluenţii din dreapta Vişeului, din stânga Izei, Mara înainte de pătrunderea în regiunea saliferă de la Ocna Şugatag, Săpânţa, Turul superior, Lăpuşul, Someşul Mare superior, cursurile superioare ale Târnavelor, afluenţii din stânga Oltului mijlociu, Cibinul, Lotru, Argeşul superior cu afluenţii săi, Oltetul, Jiul superior, Sebeşul superior, Streiul superior cu afluenţii montani, cursurile superioare ale Timişului, Cernei, Bârzavei, Bistrei, Crişul Repede (Sebeş, Drăgan, Iada), Someşul Cald, Someşul Rece, Iara, Arieşul cu afluenţii săi din stânga, Suceava, Moldova, Bistriţa superioară etc.

Cu *mineralizare mijlocie* – se încadrează marea majoritate a râurilor din regiunile de câmpie, de dealuri, regiunile carstice şi râurile din zonele flişului, acolo unde nu îşi fac apariţia apele clorurate sau sulfatate.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Cu *mineralizație ridicată* – include râurile din regiunile secetoase, lipsite de posibilități de clorurare sau sulfatare: râurile din sudul Câmpiei Române, Podișul Bârladului, Piemontul Covurluiului, nordul Dobrogei, Câmpia Transilvaniei și probabil, în Bărăganul de sud.

Cu *mineralizație înaltă* – cuprinde apele bicarbonatate din Câmpia Transilvaniei (Fizeș, Luduș, Comlod etc.). Mineralizația înaltă este determinată de existența unui climat relativ secetos și a rocilor puternic carbonatate (gresii, marne, argile bogate în substanțe calcaroase).

10.o.2.Râurile din clasa apelor sulfatate

Sunt reprezentate de arterele răspândite în cadrul rocilor gipsice și de salinizare continentală: Depresiunea Huedin, bazinele hidrografice ale Almașului, Agrijului, Nadeșului etc. La curgeri minime apar și în Câmpia Jijia-Bahlui.

10.o.3.Râurile din clasa apelor clorurate

Sunt răspândite în zonele diapirice unde apar izvoarele clorurate, dar și în zona sărăturilor continentale din Bărăganul central și nordic, Câmpia Râmnicului, cursul Putnei etc. Unele pot ajunge la mineralizări foarte ridicate: Slănic 6.000 mg/l, Râmnicul Sărat 4.000 mg/l, Milcov 2.860 mg/l, Râmna 5.900 mg/l, Putna 1.500 mg/l, Trotuș în aval de Tg.Ocna 2.168 mg/l, Tazlăul 1.655 mg/l, Teleajen 2.027 mg/l, Cricovul Sărat 7.360 mg/l, Prahova 1.345 mg/l, Ialomița - la Băleni 1.459 mg/l, la Coșereni 1.484 mg/l, la Slobozia 1.390 mg/l -, Sabar la Vidra 3.242 mg/l etc. În cadrul Depresiunii Transilvaniei sunt și alte râuri care primesc o mare cantitate de ape clorurate: Someșul Mare și Mic, Mureșul, Târnavele, Arieșul etc.

10.o.4.Duritatea totală a apei din râuri

În funcție de această calitate, apele râurilor pot fi folosite sau nu în scopuri casnice sau industriale. Râurile pot fi:

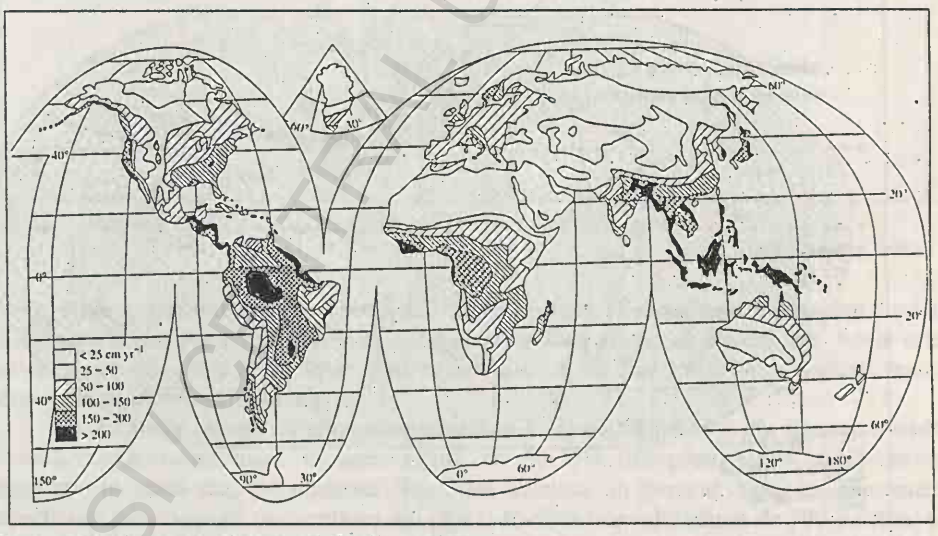


Fig.277 Media cantității de precipitații pe Glob

după Dingman, 1998

Cu *duritate scăzută (<8,4^0 germane)* – apar în formațiuni eruptive și roci cristaline.

Cu *duritate mijlocie (8,4 – 16,8^0 germane)* – caracterizează râurile cu ape carbonatate și mineralizație medie.

Cu *duritate ridicată (16,8 – 25,2^0 germane)* – sunt caracteristice râurilor cu ape bicarbonatate cu mineralizaţie ridicată şi înaltă.

Cu *duritate înaltă (>25,2^0 germane)* – se întâlnesc pe râurile cu mineralizaţie înaltă din Câmpia Transilvaniei, bazinul Huedinului, Câmpia Moldovei etc.

10.p.Sursele de alimentare ale râurilor

Alimentarea râurilor este influenţată, în primul rând, de condiţiile climatice existente în cadrul bazinului hidrografic (fig.277). În condiţiile în care evaporarea şi evapotranspiraţia (fig.278) nu depăşeşte cantitatea de precipitaţii, poate avea loc scurgerea la suprafaţa scoarţei (fig.279,280) La scară planetară sunt foarte importante zonele climatice prin care trece fluviul, iar la scară locală sunt luate în calcul treptele altitudinale prin care se desfăşoară cursul de apă. În funcţie de aceste caracteristici alimentarea poate fi nivală, pluvio-nivală, pluvială, subterană sau combinaţii ale acestora.

10.p.1.Alimentarea râurilor din ploi

Acest tip de alimentare este specific zonelor calde, mai ales climatelor ecuatoriale şi subecuatoriale, unde râurile au o alimentare bogată, asigurată din scurgerea superficială provenită din ploile abundente şi cu caracter regulat: Amazon, Zair, Ogooué etc. Sursele pluviale predomină şi în cadrul regiunilor tropicale, numai că de data aceasta ele participă cu o cantitate de apă foarte mică. Cea mai mare cantitate de apă cade în perioada de manifestare a alizeelor, dar numai în preajma ţărmurilor. Pentru zonele temperate, ploile sunt specifice anotimpului cald, în restul timpului alimentarea făcându-se prin topirea zăpezilor; modul de alimentare al râurilor este pluvio-nival (Sena, Tamisa, Loire etc.) sau nivo-pluvial (Volga, Nipru, Dvina de Vest, Don etc.).

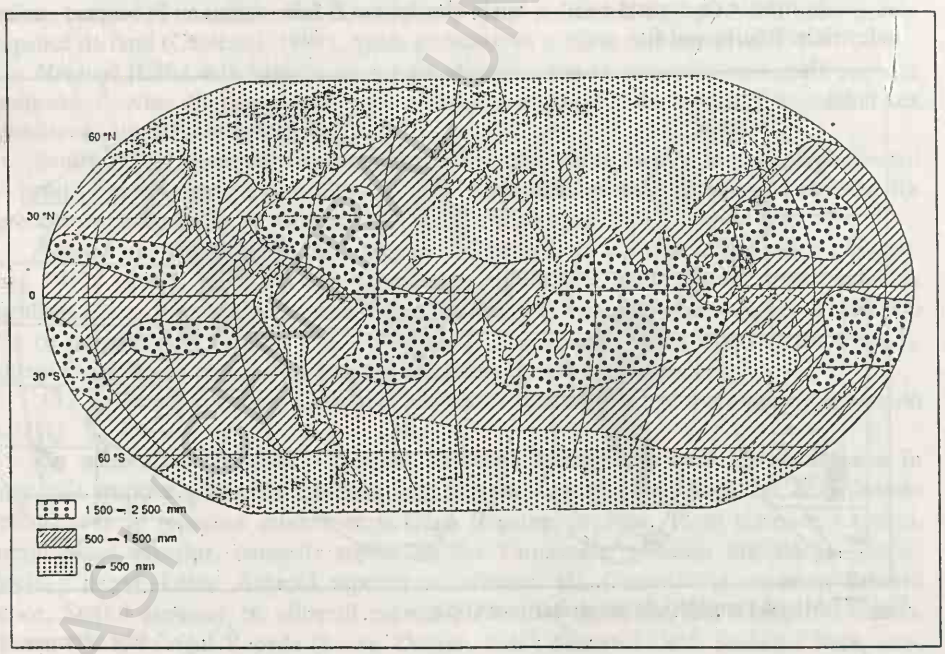


Fig.278 Evaporarea şi evapotranspiraţia reală medie anuală

după Trewartha, 1993

10.p.2.Alimentarea râurilor din topirea zăpezilor

Râurile din această categorie au o alimentare nivală sau nivo-pluvială, dar numai în sezonul cald, când se topesc zăpezile şi cresc debitele: Dunărea, Mackenzie, Ottawa, Lena, Enisei, Obi, Kolîma, Indighirka, Ili etc. (fig.281).

10.p.3.Alimentarea râurilor din topirea zăpezilor permanente şi a gheţarilor

Este specifică zonelor climatice temperate şi reci, precum şi sectoarelor montane înalte. Topirea zăpezilor permanente şi gheţarilor are loc sub limita de 5.000m în dreptul Ecuatorului, 3.000m la latitudini medii şi <1.000m în jurul cercurilor polare.

Alimentarea nivo-glaciară este specifică râurilor alpine (Mindel, Inn, Günz, Würm, Isar etc.), din Asia Centrală (Amu Daria, Sîr Daria) şi Munţii Caucaz (Terek, Kuban etc.).

În România, topirea zăpezilor determină apariţia apelor mari de primăvară, fază deosebit de importantă pentru regimul majorităţii râurilor. Apele mari rezultate din topirea zăpezilor sunt asociate adesea cu viiturile provenite din ploile care cad, de regulă, la sfârşitul primăverii şi începutul verii.

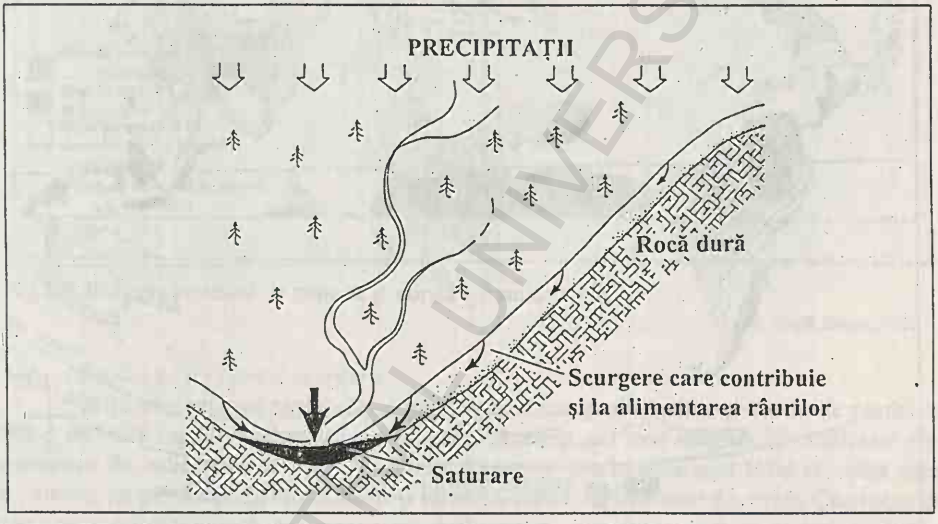


Fig.279 Contribuţia precipitaţiilor la alimentarea arterelor hidrografice

după Hewlett, 1961

Alimentarea pluvială este specifică lunilor mai-iunie, când în regiunile joase se produc viiturile de la începutul verii, iar în munţi apar apele mari pluvio-nivale de vară. Apele cele mai mici se produc în perioadele de iarnă şi vară-toamnă, când deficitul este completat, într-o oarecare măsură, de apele subterane.

În România, sursele de alimentare superficială reprezintă 60-80% din scurgerea totală fluvială. La altitudini mari, în zona alpină, cca.50-75% din precipitaţiile anuale revin zăpezilor. În acest caz, pe teritoriul României, domină, în general, tipul de alimentare superficială pluvio-nivală (alimentarea din zăpezi 40-50% între altitudinea de 300-1.600m) şi nivo-pluvială (alimentarea din zăpezi 50-60%) sau nival moderată (alimentare din zăpezi 60-80%). Unde se resimte regimul podolic al precipitaţiilor apare şi tipul pluvial moderat (alimentare din zăpezi 30-40%): Podişul Bârladului, versanţii estici ai Carpaţilor Orientali, zonele premontane sudice şi nordice ale Carpaţilor Meridionali.

10.p.4.Alimentarea subterană a râurilor

Apele freatice constituie cele mai importante surse de alimentare cu apă a râurilor, mai ales în perioadele cu umiditate deficitară. La secetă prelungită, singura sursă de apă, care alimentează doar talvegul, este reprezentată de apa subterană cu caracter freatic. Apele subterane de adâncime deţin o cantitate ridicată de apă, ceea ce face ca alimentarea râurilor să se facă, cu un debit constant, întregul an. Alimentarea râurilor pe cale subterană se face în limitele valorilor de 30-35%.

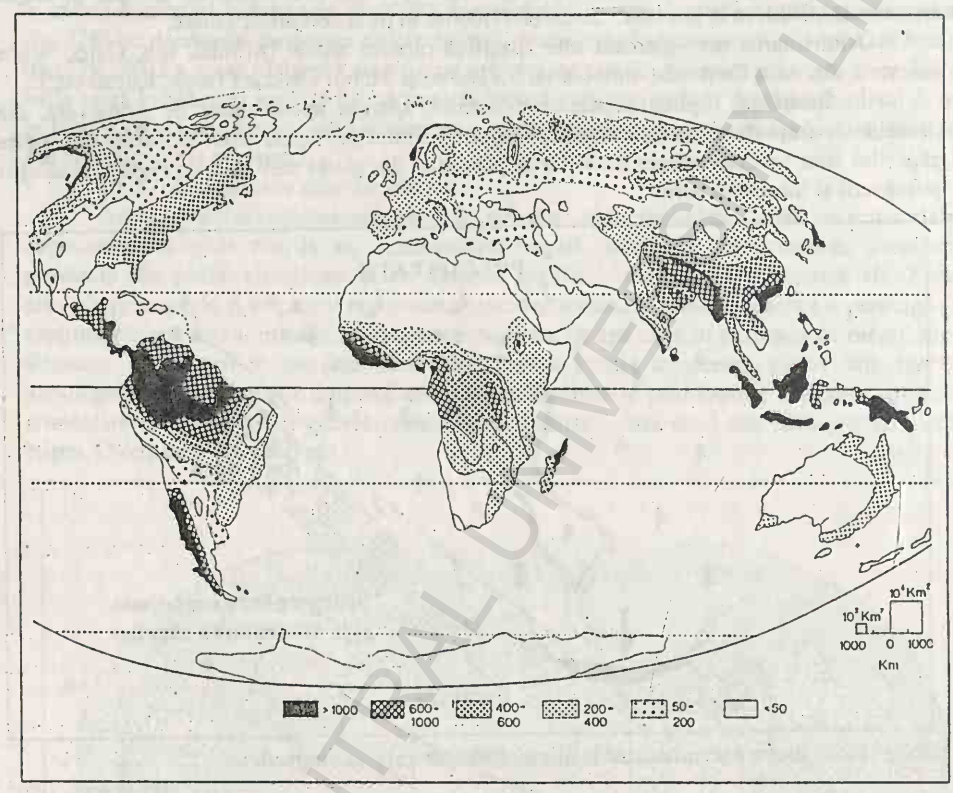


Fig.280 Valoarea stratului de apă scurs pe suprafaţa continentelor (mm)

după UNESCO, 1978

Pe teritoriul României, alimentarea subterană participă la scurgerea medie anuală cu cca.30%. Este mai redusă în regiunile afectate de secetă (câmpie), unde, deseori, devine săracă (<15%) şi în Piemontul Getic (în cazul pâraielor autohtone cu caracter intermitent ca urmare a infiltraţiilor puternice).

Pentru Bărăgan alimentarea subterană este singura sursă de apă. În teritoriile semiendoreice scurgerea superficială lipseşte. Peste 35% din scurgerea medie anuală este asigurată în depresiunile intramontane (Făgăraş, Ciuc, Braşov, Petroşani, Dorna etc.) şi zona de efilare a apelor freatice de la periferia piemonturilor. Scurgerea subterană bogată este specifică regiunilor carstice: Munţii Pădurea Craiului, Platoul Padiş, Podişul Mehedinţi, Munţii Vâlcanului, Dobrogea de Sud etc. (regimul acestor surse este variabil deoarece nu poartă amprenta regularizării scurgerii prin mediul poros).

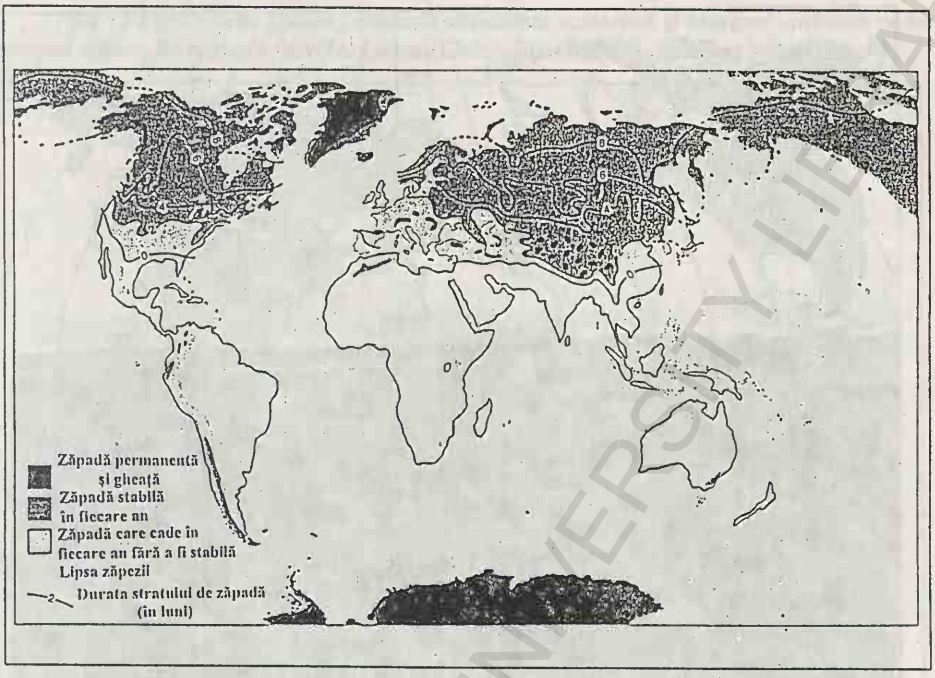


Fig.281 Etalarea stratului de zăpadă şi durata acestuia (luni)

după Jones, 1998

10.q.Clima şi regimul scurgerii

Pentru evidenţierea raportului dintre regimul scurgerii râurilor şi condiţiile climatice dintr-o anumită regiune geografică sau dintr-un anotimp, cel mai semnificativ indicator este reprezentat de indicele de ariditate Martonne. Exemple concludente sunt Nilul şi Volga care, pe parcurs, îşi pierd o parte din afluenţi şi totodată o anumită cantitate din debit. Cantitatea de precipitaţii, medie anuală sau sezonieră, influenţează scurgerea apei în cadrul bazinelor hidrografice şi mai departe, pe cea din cursurile de apă (fig.282). Pe parcursul unui an se pot constata variaţii ale cantităţii de apă şi ale modului de manifestare.

Pe baza surselor de alimentare şi a distribuţiei volumului de apă pe parcursul anului s-au identificat 12 tipuri principale de alimentare a râurilor (Lvovici, 1945):

10.q.1.Tipul amazonian (Amazon) cunoaşte o alimentare exclusivă din ploi datorită zonei climatice în care se află. Prezintă un volum mare de apă pe tot parcursul anului, dar cu evidenţierea unui maxim în lunile mai-iunie. Deoarece Amazonul primeşte afluenţi aproximativ egali ca număr, pe dreapta şi pe stânga, din cadrul climatelor subecuatoriale, într-un anotimp recepţionează ape bogate din sud, iar în altul, din nord. Fenomenul amintit determină existenţa unui debit relativ regulat tot anul. Se remarcă fluviile: Rio Negro, Nilul Albastru, Zair etc.

10.q.2.Tipul Nigerian (Niger) cunoaşte o alimentare pluvială, cu ape mari în septembrie şi mici în mai. Se remarcă fluviile: Lualaba, Nil etc.

10.q.3.Tipul mekongian (Mekong) are alimentare pluvială, cu excepţia sectorului superior din Podişul Tibet. Prezintă ape mari în lunile august-septembrie şi ape mici în aprilie. Se remarcă fluviile: Madeira, Maranon, Paraguay, Parana etc.

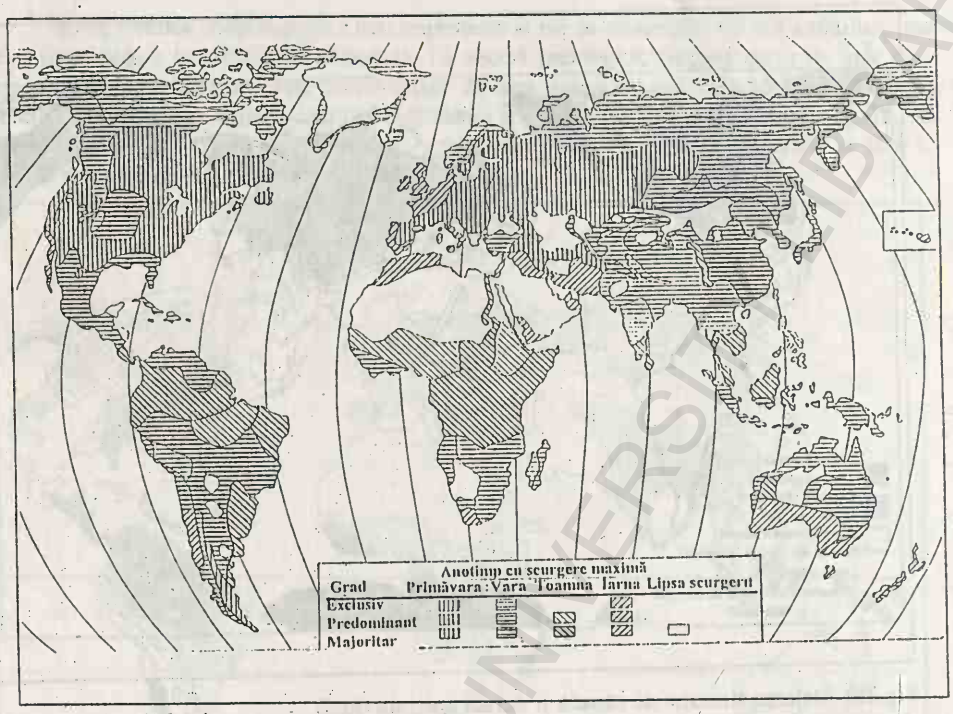


Fig.282 Regimul sezonier al precipitațiilor

după Lvovici, 1974; Dingman, 1994

10.q.4.Tipul amurean (Amur) are alimentare pluvială. Prezintă ape mari vara (determinate de musonul cu direcție ocean-uscat) și mici iarna. Se remarcă fluviile: Vitim, Iana etc.

10.q.5.Tipul mediteranean cunoaște o alimentare exclusiv pluvială, cu ape mari iarna și mici vara. Se remarcă fluviile: Agri (Italia), Fulmendosa (Sardinia), Cheliff (Algeria), Alma (Crimeea) etc.

10.q.6.Tipul oderean (Oder) are alimentare pluvială, cu ape mari primăvara și mici la sfârșitul verii. Diferențele dintre niveluri sunt mici. Se remarcă fluviile: Pad (Pô), Tisa, Ebro, Ohio etc.

10.q.7.Tipul volgean (Volga) cu alimentare predominant nivală, caracteristică climatului temperat-continental. Prezintă ape mari primăvara-vara (aprilie-iunie) și ape mici vara și iarna. Se remarcă fluviile: Don, Ural, Tobol, parțial Mississippi etc.

10.q.8.Tipul yukonian (Yukon) are alimentare nivală, cu ape mari vara și mici iarna. Se remarcă fluviile: Athabaska, Viliui, Indighirca, Kolîma etc.

10.q.9.Tipul caucazian are alimentare de cca.50% din topirea zăpezilor, cu ape mari vara și mici iarna. Se remarcă fluviile: Kuban, Terek, Inn, Aar etc.

10.q.10.Tipul nurean (Nura) încadrează marile sisteme fluviale din partea nordică a continentelor. Prezintă o alimentare nivală, cu ape mari vara. Se remarcă fluviile: Obi, Enisei, Irtîș, Lena, Athabasca, Mackenzie etc.

10.q.11.Tipul groenlandez are alimentare glaciară (topirea ghețarilor), cu scurgere de scurtă durată în timpul verii.

10.q.12.Tipul loanic (Loana) prezintă alimentare subterană şi scurgere uniformă pe tot parcursul anului. Se remarcă fluviile: Loana (Chile), Ciu (Rusia), Casimcea (parţial) etc.

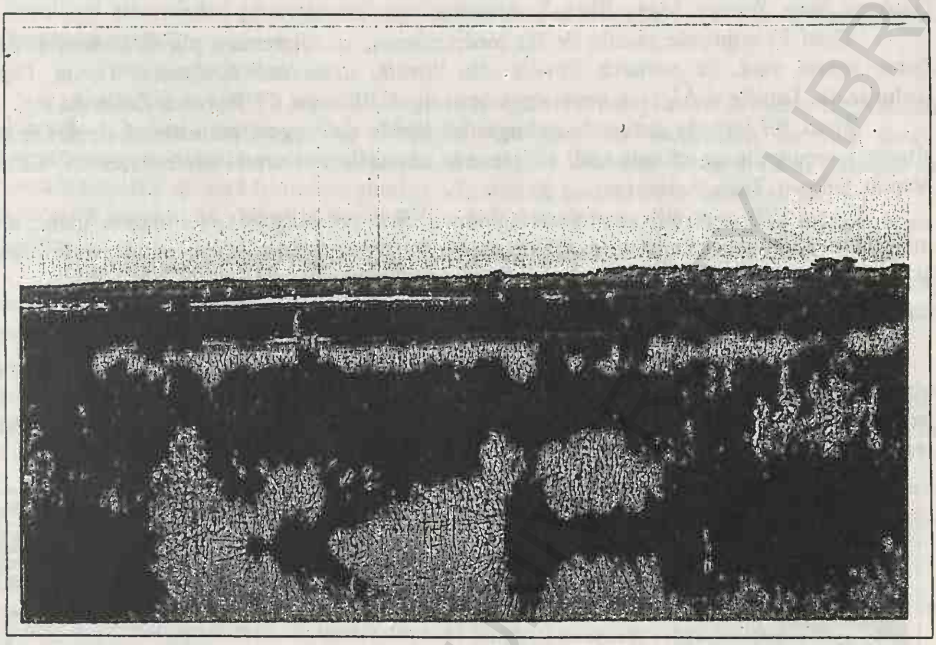


Foto 30 Sectoare inundate ca urmare a ridicării nivelului freatic din Delta Dunării (nivelul Dunării este ridicat)

Foto Gh.Romanescu

Sunt foarte rare cazurile când sistemele fluviale mari se încadrează într-un singur tip de regim. Spre deosebire de râurile cu orientare meridiană (Mississippi, Nil, Enisei, Lena, Obi etc.) cele care se desfăşoară pe direcţia paralelelor au cele mai mari şanse să fie unitare sub aspectul tipului de regim (Amazon , Niger, Amur etc.).

O altă clasificare distinge 9 tipuri de râuri. Departajarea se face în funcţie de sursele de alimentare şi de evoluţia debitelor maxime (Voeikov, 1884):

Tipul I cuprinde toate organismele hidrografice situate până la 1.000m în regiunile de şes şi de munte. Au alimentare nivală în sezonul cald, când debitul prezintă o curbură maximă. Se remarcă fluviile din: nordul Canadei, nord-estul Siberiei etc.

Tipul II cuprinde râurile cu alimentare nivală şi glaciară, în regiunile situate la altitudini ridicate. Se remarcă fluviile: Sîr Daria, Amu Daria, Zeravşan, Murgab, Tedjen, Taimîr (Asia Central Sovietică), Aar, Inn, Mindel, Günz, Würm etc.

Tipul III cuprinde râurile cu alimentare pluvială. Prezintă ape mari şi viituri în timpul verii. Cele mai multe dintre ele se încadrează regiunilor climatice ecuatoriale, tropicale şi musonice. Se remarcă fluviile: Amazon, Parana, Niger, Zair, Cunene, Gange, Mekong, Irrawaddy, Chang Jiang, Amur etc.

Tipul IV cuprinde râurile cu alimentare nivală primăvara şi pluvială vara şi toamna. Se remarcă fluviile: Volga, Don, Nipru, Dunărea, Oder, Vistula, Elba, Mississippi etc.

Tipul V include râurile de tip continental-oceanic, cu alimentare nivală şi pluvială iarna şi pluvială vara. Maximul pluviometric se manifestă iarna. Se remarcă fluviile: Loire, Garonne, Sena, Wesser, Maas, Rhin, Tamisa etc.

- *Tipul VI* cuprinde râurile de tip mediteranean, cu alimentare pluvială iarna şi debit foarte scăzut vara. Se remarcă fluviile: din Spania, Italia sudică, Grecia, Turcia, Cipru, uedurile din Tunisia şi Algeria, unele organisme din California, Chile, Noua Zeelandă etc.

Tipul VII include sistemele hidrografice lipsite de curgere permanentă deoarece sunt situate în regiunile cu climat arid. Se remarcă cursurile din următoarele deşerturi: Sahara, Namib, Gibson, Thar, Arabiei etc.

Tipul VIII cuprinde organismele hidrografice cu scurgere intermitentă unde, albia minoră, în cea mai mare parte a anului, seacă. Se remarcă fluviile din următoarele regiuni aride: Karakum, Kîzîlkum, Sary Işikotrau, Takla Makan, Mongolia etc.

Tipul IX face referiri la eventualele cursuri de apă din Antarctida şi Groenlanda.

10.q.13.Tipurile de regim ale râurilor din România

Pentru tipizarea regimului râurilor din România au fost luate în considerare observaţiile de pe râurile mici (128 staţii hidrometrice cu o perioadă de 18-21 ani). Criteriile pentru analiza regimului şi separarea tipurilor se referă la apele mari, viituri, apele mici, repartiţia curgerii sezoniere şi sursele de alimentare (Ujvari, 1980).

Foto 31 Râul Târnava Mare la Sighişoara

Foto Gh.Romanescu

Tipurile de regim hidric de pe teritoriul României sunt determinate de prezenţa Munţilor Carpaţi care imprimă o zonalitate verticală factorilor fizico-geografici, dar şi de efectele climatice ale Mării Negre. Pe teritoriul României au fost identificate trei tipuri majore de regim hidric (macrotipuri): carpatic, pericarpatic şi ponto-danubian; acestea prezintă 12 subtipuri (mezotipuri), în funcţie de particularităţile regionale (Ujvari, 1983).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I. Tipurile de regim carpatic

Se diferenţiază în sens spaţial în funcţie de expoziţia versanţilor faţă de direcţia circulaţiei atmosferice generale din vest şi de valoarea altitudinii arealului drenat de râurile din categoria dată.

1. Tipul carpatic vestic

Cursurile de apă din această categorie au apele mari de primăvară relativ timpurii, care durează 1-2 luni (martie-aprilie). Viiturile sunt specifice începutului de vară care se transformă în ape mari pe versantul nordic al Munţilor Vlădeasa (Drăgan, Iada). Secetele sunt specifice lunilor de vară (iulie-noiembrie). Viiturile de toamnă au o frecvenţă de 30-45%. Cea mai mică curgere, la altitudini de >1.000m, se produce iarna, iar în regiunile joase, vara şi toamna.

Râurile din această categorie sunt specifice versanţilor vestici ai grupei nordice a munţilor vulcanici, versanţii vestici ai Munţilor Apuseni, Munţilor Banatului, cu unele prelungiri în Munţii Vâlcanului.

2. Tipul carpatic transilvan

Este asemănător cu tipul carpatic vestic, cu excepţia perioadei de iarnă când domină în mod categoric apele mici de iarnă. Tipul de alimentare este pluvio-nival şi moderat subteran, cu excepţia râurilor din Depresiunea Braşovului unde predomină apele subterane.

Este caracteristic râurilor care izvorăsc sub altitudinea de 1.600-1.800m pe versanţii vestici ai Carpaţilor Orientali (foto 31), în estul Munţilor Apuseni şi nordul Carpaţilor Meridionali.

3. Tipul carpatic estic

Deţine ape mari de primăvară-vară şi o alimentare pluvial-moderată. În perioada rece a anului se produc apele mici. Viiturile din vară (august) au o frecvenţă de 30-40%.

Este asemănător cu cel carpatic transilvan, cu deosebirea că viiturile din august au o frecvenţă şi o pondere mai ridicată. Din cauza proceselor foehnale regimul hidric din perioada de iarnă devine relativ instabil. Se pune bine în evidenţă între Trotuş şi Teleajen.

4. Tipul carpatic meridional

Existenţa subtipului de regim alpin inferior, la înălţimea de >1.600m, cu alimentare nivală foarte bogată (tip nival moderat), imprimă, în structura ritmică a râurilor mari, dominanţa apelor mari de primăvară-vară: Ialomiţa, Dâmboviţa, Prahova, Cerna, Strei, Cugir, Jiu, Sebeş, Argeş, Oltul mijlociu etc.

Viiturile de iarnă lipsesc la altitudini mari, dar îşi fac simţită prezenţa la altitudini mijlocii, unde şi tipul de alimentare devine pluvial moderat. Iarna se formează debitele cele mai mici, în timp ce al doilea minim are loc în lunile de vară-toamnă.

II. Tipurile de regim pericarpatic

Se resimt efectele zonalităţii latitudinale, dar nu în măsura celor altitudinale.

5. Tipul pericarpatic vestic

Se caracterizează printr-o instabilitate accentuată a regimului de iarnă, când se formează 35-40% din volumul curgerii anuale. Frecvenţa viiturilor de iarnă (nivo-pluviale) ajunge la 60-70%. Zăpada din iernile călduroase se topeşte în mai multe reprize, regenerându-se repetat până în luna martie.

După apele mari de primăvară (sfârşitul lunii februarie), în aprilie apar apele mici de primăvară care se termină odată cu apariţia seriilor de viituri din lunile mai-iunie. Urmează apele mici de vară-toamnă. Alimentarea este pluvio-nivală şi nivo-pluvială (tip mixt). Favorizează apariţia excesului de apă în sol pe suprafeţe extinse.

Este specific sectoarelor vestice ale Carpaţilor Occidentali, în Dealurile de Vest, Câmpia Banato-Crişană şi sudul Olteniei.

6.Tipul pericarpatic sudic

Este asemănător cu tipul carpatic vestic, numai că din cauza accentuării continentalității climei spre est se reduce treptat ponderea curgerii de iarnă, crescând, însă, cea de primăvară și vară.

7.Tipul pericarpatic transilvan

Caracterizează Podișul Transilvaniei și se distinge prin ape mari de scurtă durată, nivo-pluviale, în luna martie și cu viituri în perioada mai-iulie. Cunoaște o alimentare pluvio-nivală, iar continentalitatea regimului crește de la nord spre sud.

8.Tipul pericarpatic de la curbură

Este o tranziție între tipul pericarpatic sudic și tipul pericarpatic estic. Apele mari de primăvară au o frecvență de 60-70%, iar viiturile din timpul iernii cunosc o importanță ridicată.

9.Tipul pericarpatic estic

Caracterizează Podișul și Subcarpații Moldovei până la altitudinea de 700-800m. Are alimentare pluvio-nivală, în parte pluvial moderată. Deține ape mici de iarnă, de lungă durată, ape mari nivo-pluviale în luna martie, ape scăzute primăvara, viituri puternice la începutul verii, alte viituri în august și o perioadă de ape mici vara-toamna.

III. Tipuri de regim ponto-danubian

Se caracterizează printr-un grad ridicat de efemeritate a stratului de zăpadă, fapt repercutat în scăderea frecvenței apelor mari de primăvară (Călmățui 45%, Casimcea 38%). Se conturează trăsăturile tipului de regim torențial, cu viituri frecvente și puternice. Este specific Câmpiei Române (Bărăgan), cursului inferior al Siretului, Podișul Dobrogei. Alimentarea este pluvio-nivală (Bărăgan) și pluvial-moderată (Dobrogea).

10.Tipul cu regim torențial prepontic danubian

Este asemănător cu tipul pericarpatic sudic cu diferența că apele mari de primăvară au frecvență <50%.

11.Tipul de regim premaritim dobrogean

Regim puternic dezordonat, cu unele concentrări ale ponderii curgerii în perioada rece a anului și luna martie. Din cauza prezenței, pe spații largi, a reliefului carstic, în Dobrogea de Sud, pe majoritatea văilor seci, apar viiturile cu caracter episodic.

10.r.Dunărea

Cu cei 2857 km lungime, Dunărea este al doilea fluviu al Europei, după Volga și al treilea ca importanță economică, după Rhin și Volga. Din lungimea totală, 1.075 km se află pe teritoriul României, ceea ce reprezintă 38% din curs. Pe teritoriul României curge în exclusivitate pe o lungime de 236 km.

Adesea denumită "marea diagonală a Europei", Dunărea drenează depresiunile Panonică și Pontică, ambele înconjurate de masive hercinice, alpine, carpatice, dinarice și balcanice, traversând în drumul său 10 țări (Germania, Austria, Slovacia, Ungaria, Croația, Yugoslavia, România, Bulgaria, Moldova, Ucraina) și scaldă 4 capitale (Viena, Bratislava, Budapesta, Belgrad).

Are un bazin hidrografic de 805.300 km^2 din care 221.670 km^2 (28%) aparțin teritoriul românesc ("Dunărea între Baziaș și Ceatalul Ismail", 1967). Suprafața bazinului ocupă 8% din continentul european. Are un bazin aproape simetric, cca.56% din suprafață se află situată pe partea stângă și 44% pe dreapta.

Izvorăște din Munții Pădurea Neagră (Germania), de unde culege doi afluenți, Brieg și Brigach, care emerg de sub vârful Kandel (1.241m) și se unesc la Donaueschingen (678m), în curtea castelului Fürstenberg.

Cumpăna apelor urmăreşte, în partea de sud, crestele Munţilor Alpi, Dinarici şi Balcani, care separă bazinul hidrografic al Dunării de bazinele învecinate ale Mariţei, Strumei, Vardarului şi Drinei, iar pe partea de nord, crestele Munţilor Jura, Boemiei şi Carpaţilor îl separă de bazinele Rhinului, Elbei, Oderului, Vistulei şi Nistrului.

Artera principală a Dunării s-a finalizat la sfârşitul Pliocenului şi începutul Cuaternarului, ca urmare a drenării succesive, în timp, a unor lacuri imense din bazinele Vienei, Panonic şi Pontic care au fost separate din Marea Sarmatică ca urmare a ridicării sistemului alpin.

Importanţa Dunării, ca linie de demarcaţie şi însemnată cale de comunicaţie, este recunoscută din antichitate: de la Regensburg până aproape de vărsare, reprezenta limita septentrională a marelui Imperiu Roman care a creat pe traseul său numeroase oraşe cetăţi.

Catenele muntoase, alcătuite din roci dure, reprezintă şi limitele convenţionale care împart Dunărea în trei sectoare principale: Dunărea superioară (sectorul alpin), Dunărea mijlocie (sectorul Panonic), Dunărea inferioară (sectorul carpato-pontic).

10.r.1.Regimul hidrologic al Dunării

În funcţie de aşezarea bazinului său, la contactul între climatul temperat-oceanic din vest, temperat-continental din est şi influenţele baltice în nord, regimul hidrologic al Dunării se caracterizează prin existenţa unor importante variaţii de nivel şi de debit în cursul anului şi în decursul timpului (fig.283).

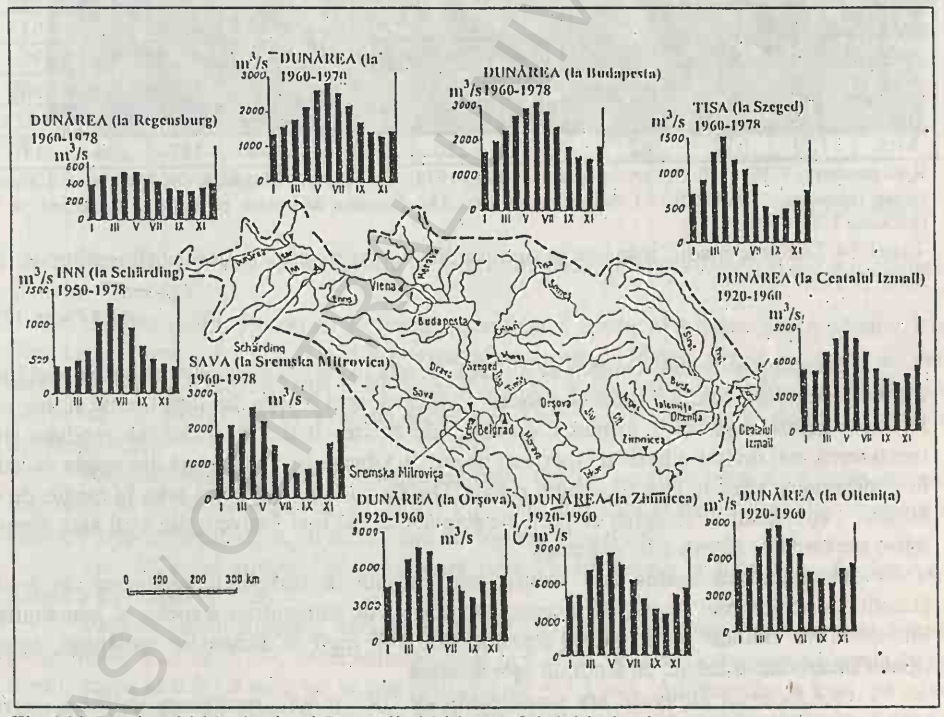


Fig.283 Regimul hidrologic al Dunării şi hidrograful debitelor lunare

Apele mari se produc primăvara, ca urmare a topirii zăpezilor şi ploilor abundente însă, în cursul superior şi mijlociu, au loc în lunile martie-aprilie, iar în cel inferior, în mai. Creşterea debitului are loc din amonte spre aval: 1.470 m^3/s la Passau, 1.920 m^3/s la Viena,

2.350 m^3/s la Budapesta, 5.300 m^3/s în defileul Porţile de Fier, 6.470 m^3/s la Ceatalul Ismail (Patlageanca din Delta Dunării). Debitele maxime reflectă regimul continental al fluviului: 15.100 m^3/s la Orşova (13 aprilie 1940), 15.900 m^3/s (mai 1942) şi 15.500 m^3/s la Ceatalul Ismail (5 iunie 1970). Debitele cele mai mici se produc la apele mici de toamnă, iar în unele cazuri în perioada de iarnă: 1.250 m^3/s la Orşova (12 ianuarie 1954), 1.450 m^3/s la Oltenița (ianuarie 1964), 1.350 m^3/s la Ceatalul Ismail (octombrie 1921).

Luna	R m^3/s	V m^3/s	B m^3/s	O m^3/s	Z m^3/s	Olt. m^3/s	C.I. m^3/s	S.I. m^3/s	S.M. m^3/s	S.T. m^3/s
Ian.	403	1349	1691	4610	5100	5140	5460	382	1897	709
Feb	501	1548	2005	4890	5260	5190	5390	415	2073	924
Mar.	500	1737	2276	6720	7120	6980	6900	490	1971	1278
Apr.	539	2116	2737	7770	8360	8380	8200	628	2634	1534
Mai	529	2609	2956	7410	8470	8650	8670	1064	2178	1200
Iun.	535	2763	3060	6330	7520	7620	8240	1274	1505	1039
Iul.	445	2512	2860	5310	6220	6290	6980	1170	1036	839
Aug.	418	2152	2443	4270	4840	4890	5360	960	755	542
Sept.	335	1639	1836	3630	4050	4100	4480	719	845	479
Oct.	320	1372	1557	3670	3710	3970	4160	525	1123	486
Nov.	331	1293	1514	4940	5120	5030	4980	447	1611	611
Dec.	404	1450	1810	5020	5640	5500	5660	431	1973	766
Med.	438	1883	2326	5390	5950	6000	6220	720	1630	869
Max.	2520	8560	8310	15100	14960	15900	14090	4080	6480	3825
Min.	129	672	762	1250	1250	1450	1350	157	295	110

R-Regensburg; V-Viena; B-Budapesta (perioada 1960-1978); O-Orşova; Z-Zimnicea; Olt.-Oltenița; C.I.-Ceatalul Izmail (perioada 1920-1960); S.I.-Schärding pe Inn; S.M.-Sremska Mitrovica pe Sava; S.T.-Szeged pe Tisa (perioada 1960-1978).

Tabel 34 Debitele medii, maxime şi minime lunare (m^3/s) ale Dunării şi afluenților săi Inn, Sava şi Tisa

după Pişota, 1995

Temperatura apelor Dunării se află sub directa influență a temperaturii aerului şi într-o măsură mai mică sub cea a factorilor locali. Încălzirea apei începe din luna martie şi ține până în luna august după care urmează procesul de răcire. Înghețul apelor se produce după menținerea mai multor zile cu temperaturi negative. Gheața poate să apară din prima decadă a lunii decembrie până la începutul lunii martie. Durata podului de gheață este, în medie, de 45-50 zile. Fenomenul de dezgheț se produce primăvara, cel mai frecvent din aval spre amonte, într-o perioadă de câteva zile (4-8 zile).

Mineralizarea apelor este redusă, mai ridicată în perioadele secetoase ale anului. Datorită debitelor mari se asigură o capacitate ridicată de autoepurare a apelor şi, concomitent, îmbunătățirea calității lor în cursul inferior: 280-500 mg/l în sectoarele româneşti; aparțin tipului bicarbonatat calcic, cu tendință uşor alcalină.

10.r.2.Cursul superior are pante medii de 0,47 m/km, repartizate uniform; variază între 6,7-0,4 m/km (Narvatov, 1944). Cursul superior este tipic de munte, caracterizat prin numeroase sectoare în care predomină eroziunea, alternând cu sectoare în care sunt prezente acumularea şi chiar meandrarea. Viteza de curgere, pe şenal, este de 1,9-2,5 m/s la ape medii

şi 4,5-5 m/s la ape mari. Adâncimile, la etiaj, pe talveg, sunt de peste 1,2m în aval de Ulm, iar în Câmpia Vienei ajung la 2m (Antipa, 1921).

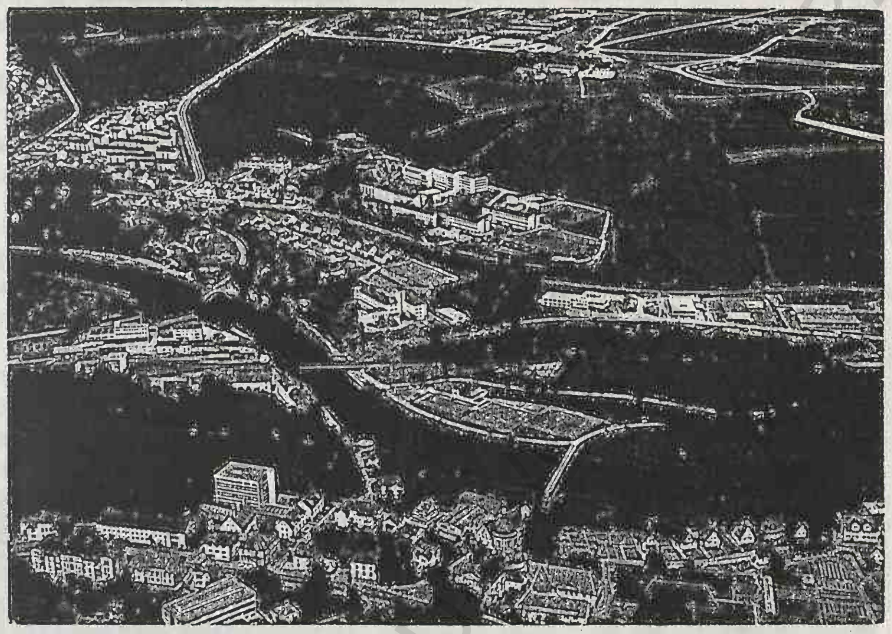


Foto 32 Dunărea la Sigmaringen

Foto Gh.Romanescu

Sectorul superior se desfăşoară de la izvoare până la Poarta Devin şi are o lungime de 1060 km (foto 32).

Cei mai mulţi afluenţi îşi au izvoarele pe flancul nordic al Alpilor: Günz, Mindel, Riss, Iller, Isar, Würm, Inn etc. Cel mai important afluent este Innul care deţine la vărsare un debit mediu de 810 m^3/s, cu mult mai mare decât al Dunării în această secţiune (660 m^3/s). Dunărea începe să fie navigabilă în aval de localitatea Ulm, unde adâncimea de etiaj pe talveg depăşeşte 1,2m.

Regimul hidrologic de la izvoare cunoaşte debite specifice mari şi caracter constant, imprimat de influenţa oceanică. În cadrul Podişului Bavariei afluenţii din Alpi imprimă un caracter preponderent alpin, cu alimentare din topirea zăpezilor.

10.r.3.Cursul mijlociu se desfăşoară între Poarta Devin şi localitatea Baziaş, pe o lungime de numai 725 km.

Faţă de cursul superior, caracterele Dunării în cadrul Câmpiei Panonice sunt diferite: panta medie este de 0,1‰, reducându-se local la 0,05‰. Viteza de curgere pe şenal, la ape medii, scade la 0,9-1,4 m/s, iar la ape mari este de 4-5,5 m/s. Adâncimile, la etiaj, pe talveg sunt de cca.1,6m, iar caracteristica de bază este reprezentată de apariţia viiturilor mari şi a meandrelor.

Dintre afluenţii mici se remarcă: Raba, Vah, Hron, Ipoly, Raab etc.; iar dintre cei mari: Drava (670 m^3/s), Sava (1.460 m^3/s) şi Tisa (814 m^3/s).

Regimul hidrologic din cursul superior cunoaşte o întrepătrundere a zonelor depresionare cu cele muntoase, fiind puternic influenţat de climatul continental, având o mare variabilitate şi afluenţi într-un număr foarte mic. Regimul devine complex doar în sud-estul Câmpiei Panonice datorită râurilor ce vin din zonele montane, afluenţii fiind, în acest caz, cei care schimbă caracterul hidrologic al Dunării.

10.r.4.Cursul inferior se desfăşoară pe o distanţă de 1075 km, între localităţile Baziaş şi Sulina, făcând graniţa dintre Yugoslavia, România, Bulgaria, Moldova şi Ucraina.

Deoarece traversează o multitudine de regiuni naturale, cursul inferior este împărţit în 5 sectoare (Ujvari, 1972): defileul carpatic (144 km); sud-pontic (566 km); pontic oriental cu bălţi (195 km); predobrogean (80 km); deltaic (90 km).

Sectorul defileelor carpatice

Este cel mai spectaculos sector al Dunării şi se desfăşoară între localităţile Baziaş şi Gura Văii, pe o lungime totală de 144 km. Între localităţile Ieşelniţa şi Plavişeviţa, pe cca.9 km lungime, datorită lăţimii foarte mici, valea se prezintă sub forma unui canion şi poartă denumirea de Cazanele Mari şi Cazanele Mici.

Dificultăţile de navigaţie de pe acest sector au fost rezolvate prin construirea şi darea în folosinţă a lacului de acumulare de la Porţile de Fier I, în anul 1971. Corpul barajului dintre Gura Văii-Şip are o lăţime de 55,2m, în timp ce lacul de acumulare are o suprafaţă de cca.700 km^2, un volum de 12 km^3 şi o lungime de peste 230 km. Remuul produs de lac ajunge, la ape mari, până în amonte de Belgrad, iar la ape mici, până în amonte de vărsarea Tisei, unde se produce o ridicare de 2,23m a nivelului (Ujvari, 1972) (tabel 35).

Sectorul sud-pontic (valah)

Are o vale asimetrică, cu malul drept abrupt, dat de Podişul Prebalcanic, în timp ce malul stâng este jos, cu luncă dezvoltată şi o succesiune de terase fluviale.

Secţiunea de Dunăre	Remuul ce se va produce m	
	La ape mici 2190 m^3/s	la ape mari 15860 m^3/s
Cascada Porţile de Fier (942+950 km)	35,52	19,18
Milanovăţ (995 km)	19,10	7,65
Golubovăţ (1143 km)	7,40	0,40
Smederevo (1116 km)	3,60	0,11
Belgrad (1178 km)	2,81	0,06
Confluenţa cu Tisa (1215 km)	2,23	0,00

Tabel 35 Remuul produs de lacul de acumulare de la Porţile de Fier I în lungul Dunării
după Ujvari, 1972

Este împărţit în două subsectoare:

Superior, situat între Gura Văii şi Ţigănaş, cu caracter piemontan, care face tranziţia de la sectorul carpatic la cel de câmpie.

Inferior, în aval de Ţigănaş, până în dreptul oraşului Călăraş, unde fluviul, în condiţii de curgere prin câmpie, îşi creează un drum larg şi o luncă extinsă.

Lunca Dunării, care pe alocuri are o lăţime sub 2-5 km în prima porţiune, în cea de-a doua poate căpăta o lăţime de 3-10 km în aval de Ţigănaş. Patul albiei are o pantă mică ce

variază între 0,045-0,06‰, fapt ce determină formarea ostroavelor, multe dintre ele de mari dimensiuni: Ostrovul Mare, Păpădia, Dragavelu, Băloiu, Belene, Ostrovul Păsărilor etc.

Albia minoră, la niveluri medii, are lățimi cuprinse între 950-1.000m, pe când lunca poate atinge un maximum de 13 km.

Multe din lacurile existente în lunca Dunării au fost complet desecate (Cârna, Nedeia, Potelu, Mahâru, Greaca etc.), puține dintre ele funcționând și astăzi (Gârla Mare, Maglavit, Golenți, Ciuperceni, Rast, Bistrelu etc.). Fostele organisme de luncă au fost transformate în canale de evacuare și folosire ca stațiuni de pompare.

Sectorul pontic oriental (al bălților)

Este sectorul care se desfășoară în întregime pe teritoriul României și este cuprins între orașele Călăraș (sud) și Brăila (nord). În acest sector Dunărea se desface în mai multe brațe, cuprinzând între ele lunca propriu-zisă care, datorită numeroaselor lacuri și gârle, a frecventelor inundații caracteristice zonei, au fost numite Balta Ialomiței (Borcea), delimitată de brațele Dunărea Veche și Borcea și Balta Brăilei delimitată de Dunărea Nouă, cu mai multe brațe (Vâlciu, Mănușoaia, Cremenea, Pasca, Calia, Arapu) formând ostroave mai mici la vest și brațul Măcin (Dunărea Veche) la est. Astăzi, ambele bălți au fost îndiguite (acțiune terminată în anul 1964) și terenurile sunt folosite pentru cultura plantelor cerealiere (mai ales porumb).

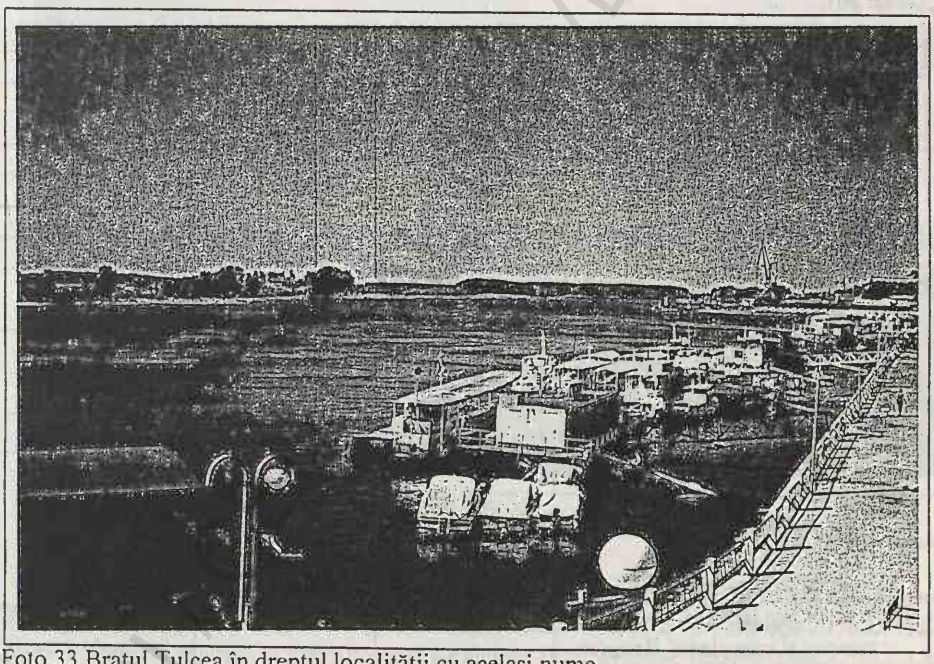


Foto 33 Brațul Tulcea în dreptul localității cu același nume

Foto Gh.Romanescu.

Bălțile Ialomiței și Brăilei reprezintă ultimele rămășițe ale fostului lac cuaternar din estul Câmpiei Române. Transformarea lor în câmpii acumulative nu este terminată, ele aflându-se în stadii diferite de colmatare. Pantele, în cadrul acestui sector, sunt foarte reduse, cuprinse între 0,03-0,02‰, ceea ce determină o viteză scăzută a apelor și favorizarea depunerilor solide.

Sectorul predobrogean (nord-dobrogean)

Este cuprins între Brăila şi Ceatalul Ismail (80 km), cu lăţimi ale albiei între 0,4-1,7 km. Acest sector, continuat apoi până la Sulina, poartă şi denumirea de "Dunărea maritimă".

Dunărea curge printr-un singur braţ şi are adâncimi mari de până la 20-34m, făcând câteva coturi rapide, determinate, preponderent, de structura rezistentă a rocilor dure din bază. Datorită adâncimilor mari, pe tot sectorul, fundul albiei se află sub nivelul mării şi în unele locuri, chiar sub nivelul albiilor din deltă. Prin urmare, fundul albiei are pante negative, mai ales în aval de Galaţi, cu căderi extrem de mici, de 6-7 mm/km.

Lunca, larg dezvoltată, este acoperită cu o serie de lacuri de mari dimensiuni: pe stânga Jijila, Crapina, Parcheş, Somova etc.; pe dreapta Kahul, Orloveţ-Dervent, Kugurlui-Ialpug, Katalpug, Kitai (Ucraina).

Sectorul deltaic

Este un sector nou, cu o vechime de cca.5.000-10.000 ani deoarece în perioada pleistocenă pe acest loc exista un golf. Se desfăşoară de la Ceatalul Ismail (prima bifurcaţie), între braţele Chilia (111 km) la nord şi Tulcea (19 km), continuat cu Sf.Gheorghe (116 km) la sud, până la vărsarea acestuia în mare (foto 33).

Delta Dunării, în timpul formării sale, şi-a modificat permanent suprafaţa, astăzi însumând 478.457 ha (inclusiv sectoarele ucrainene şi complexul lagunar Razim-Sinoie) (tabel 36).

Delta Dunării	Anul		
	1835 ha	1883 ha	2000 ha
Sector românesc (fără Razim)	326945	334101	336753
Sector românesc (cu Razim)	403894	427258	433703
Sector fluvial românesc	160302	164198	163853
Sector fluvio-maritim românesc	165915	169902	173343
Complex Razim-Sinoie (acvatic, mlăştinos, grinduri)	76949	93156	96950
Sector deltaic românesc cuprins între braţele principale, din care:	245540	251770	253859
delta fluvială	152306	155211	153252
delta fluvio-maritimă	93117	96558	100607
Total suprafeţe acvatice propriu-zise, inclusiv sectoarele ruseşti (fără Razim) din care:	350434	-	381507
delta fluvială	175964	-	180685
delta fluvio-maritimă	174470	-	200626
Total suprafeţe inclusiv sectoarele ucrainene şi complexul Razim-Sinoie	427384	-	478457
Delta secundară Chilia (fără grindul Jibrieni)	6669	-	24950

Tabel 36 Modificarea suprafeţelor totale în Delta Dunării

Delta Dunării reprezintă cea mai importantă câmpie terminală a unui fluviu european (cu excepţia Volgăi), situată în sectorul nord-vestic al bazinului Mării Negre, într-o regiune

mobilă a scoarței terestre (Depresiunea Predobrogeană). Este cuprinsă între $44^0$46'00'' lat.N (Periteașca), $45^0$40'00'' lat.N (sud Sasik) și $28^0$40'24'' long.E (Ceatal Chilia), $29^0$40'50'' long.E (est delta secundară a Chiliei).

Parametri morfometrici ai deltei (Romanescu, 1995, 1996, 1999) rămân, totuși, valori aproximative, fapt pentru care se pot lua ca estimare a limitelor caracteristicile legate de geneză, despletiri de brațe, formă de avansare etc., în ideea că delta apare ca o construcție sedimentară la limita dintre fluviu și mare. Vârful din amonte al delte este cunoscut sub numele de apexul A și corespunde primei difluențe (Ceatalul Ismail). Cel mai înaintat punct al litoralului deltaic este numit apexul (punctul) distal D, dar care, în cazul de față, este greu a-l delimita deoarece Delta Dunării prezintă trei brațe principale, toate cu avansări oarecum egale (linie dreaptă): Chilia 84 km, Sf.Gheorghe (Insula Sahalin) (foto 34) 81 km, Sulina 77 km (foto 35). În cazul de față s-a optat pentru punctul Sulina, dat fiind faptul că el se află în partea mediană a deltei ceea ce conferă un mare echilibru acesteia.

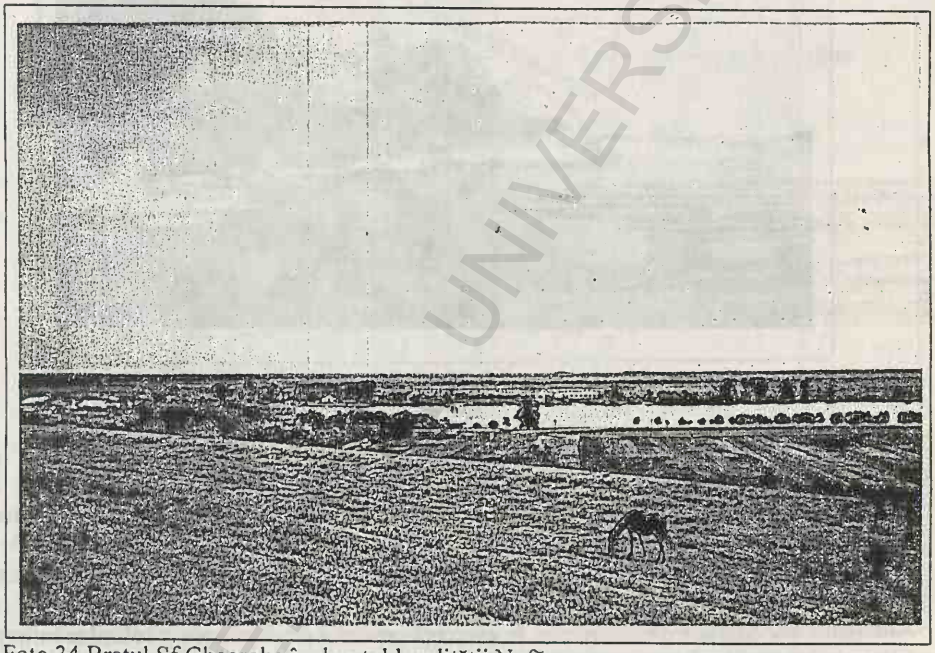


Foto 34 Brațul Sf.Gheorghe în dreptul localității Nufăru

Foto Gh.Romanescu

Distanța în linie dreaptă dintre apex și punctul distal este lungimea (L) care, în cazul de față, este de 77 km. Denivelarea deltaică (H) este diferența dintre altitudinea apexului și nivelul mediu al mării. Comparativ cu alte delte ale lumii (Rhône 7m, Nil 18m, Orinoco 8m, Fluviul Roșu 15m etc.) denivelarea Deltei Dunării este de 3,6m. Raportul dintre denivelarea deltaică (H) și lungimea acesteia (L) - $\frac{H}{L}$ - constituie panta deltei. Ea diferă de panta longitudinală a brațului Sulina care, de la apex la mare, are o altă lungime, alungindu-și cursul în funcție de sinuozități. Panta deltei, în cazul de față, este de 0,046 m/km (Volga 0,010, Mississippi 0,017 și 0,034, Rhône 0,060, Nil 0,20 etc.).

Distanța în linie dreaptă între cele două extremități laterale (E_1 și E_2) de pe sectorul litoral constituie lățimea deltei (l). Și în acest caz localizarea precisă a extremităților E_1 și E_2 este adesea incertă fiind, de cele mai multe ori, arbitrar alese. Se poate evalua lățimea deltei la cca.150 km (între Capul Midia și sudul lacului Sasik) (Ebro 23 km, Rhône 70 km, Nil 260 km, Mississippi 220 km etc.). Lățimea propriu-zisă a deltei este de 90 km.

Foto 35 Dunărea în dreptul localității Sulina

În perioada 1921-1960 debitul mediu lichid la Ceatalul Ismail a fost de 6.300 m^3/s, iar în perioada 1921-1980 s-a ridicat la 6.470 m^3/s (Gâștescu, Driga, 1983). Pe cele trei brațe debitul este astfel repartizat: 58% Chilia, 22% Sf.Gheorghe și 20% Sulina. Repartizarea transportului de aluviuni pe principalele brațe este aproximativ egal cu debitele de apă (Almazov et al., 1957). Pe suprafața deltei se depun, în medie, cca.0,1% din aluviuni, ceea ce corespunde cu un strat mediu de 3-4 mm, restul aluviunilor fiind transportate în mare. Aluviunile transportate de fluviu pun în evidență procesul de degradare a solurilor în întregul bazin dunărean. Cantitatea materialului aluvionar este legată atât de debitul lichid, cât și de natura litologică a bazinului, caracterul ploilor etc. Există o strânsă legătură între lungimea unui fluviu, mărimea bazinului hidrografic și debitul solid transportat care, toate la un loc, dau naștere unei anumite suprafețe cu dimensiuni ce sunt legate nemijlocit de factorii enumerați.

Importanța cantității de aluviuni poate fi observată la cele trei brațe principale ale Dunării care, la rându-le, prezintă trei delte cu caracter secundar (fig.284). Acestea, înaintează cu viteze diferite, în funcție de valoarea debitului solid transportat: în 1958 brațul Chilia a transportat 48,4 mil.t și delta secundară a înaintat cu o medie de 80 m/an; Sf.Gheorghe transporta 16,5 mil.t și avansa cu o medie de 16-20 m/an. Cantitatea de aluviuni s-a redus simțitor de la 70 mil.t/an

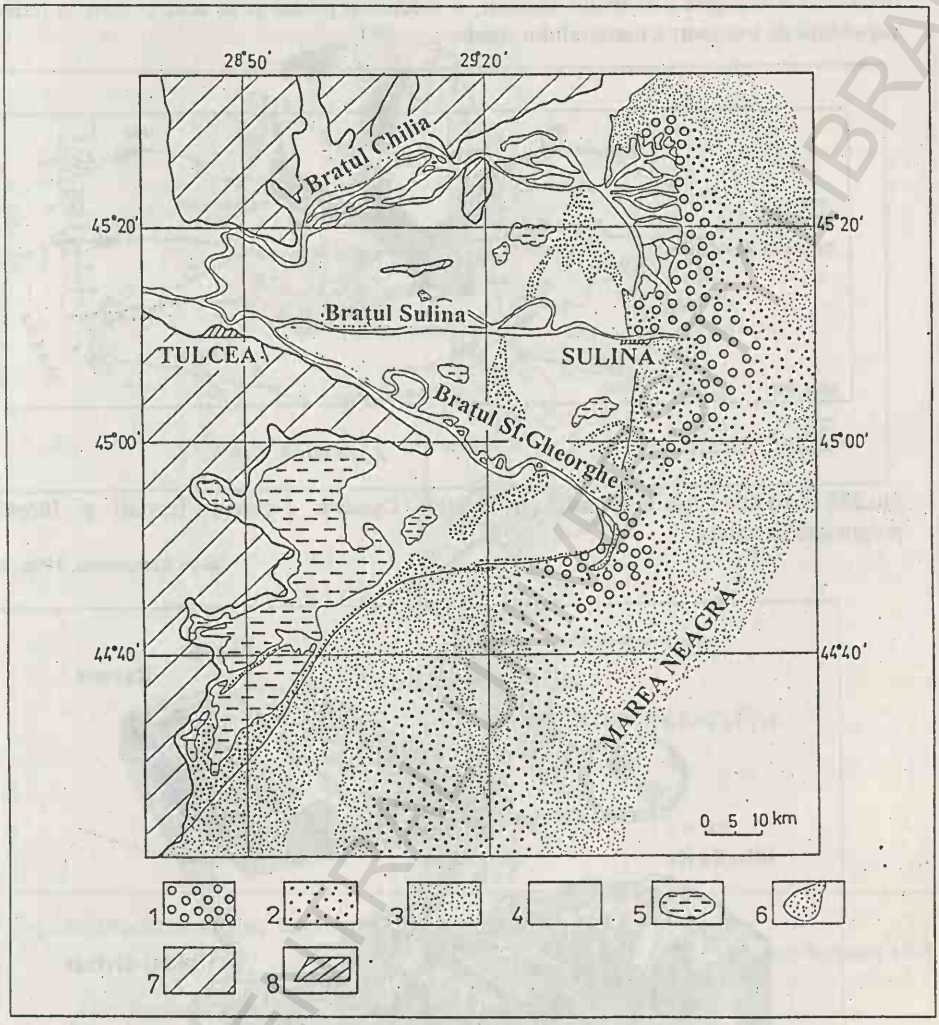


Fig.284 Depunerea sedimentelor în fața gurilor Dunării (interpretare după imaginile satelitare Landsat TM, 10.08.1991): 1-ape puternic tulburate; 2-ape mediu tulburate; 3-ape slab tulburate; 4-ape limpezi; 5-lacuri; 6-grinduri fluvio-maritime; 7-uscat continental; 8-orașe.

după Romanescu, 1999

(C.E.D., 1932), la 58,7 mil.t/an (Gâștescu, Driga, 1980; Bondar, 1983) la cca.20-22 mil.t/an astăzi (Duma et al., 1990) (fig.285). Transportul maxim de aluviuni înregistrat în Delta Dunării a fost de 178,7 mil.t în anul 1912, iar cel minim de 12,5 mil.t în anul 1866. Procesul de reducere a debitului solid este continuu, datorat amenajărilor funciare și construcțiilor hidrotehnice efectuate în întregul bazin dunărean. Procesul în sine are efecte negative în ceea ce privește dezvoltarea în suprafață a Deltei Dunării, mai ales asupra ratei de înaintare. Progradarea este coroborată și cu procesul lent, dar sigur, de ridicare a nivelului marin (1-2 mm/an). Reducerea progradării este legată și de creșterea proeminentă a deltei care, la rându-i,

determină o alungire a cursului Dunării, o scădere a pantei şi în acelaşi timp o reducere a capacităţii de transport a materialului solid.

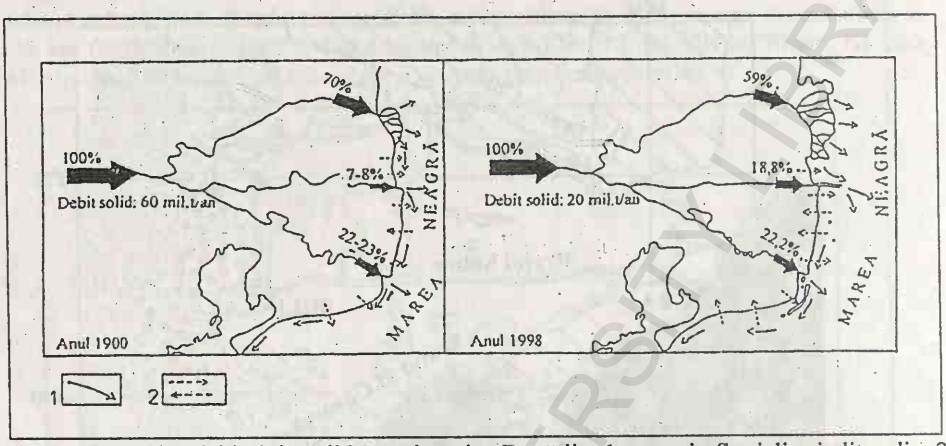


Fig.285 Evoluţia debitului solid pe braţele Dunării: 1-curenţi fluviali şi litorali; 2-progradare/abraziune

după Romanescu, 1996, 1999

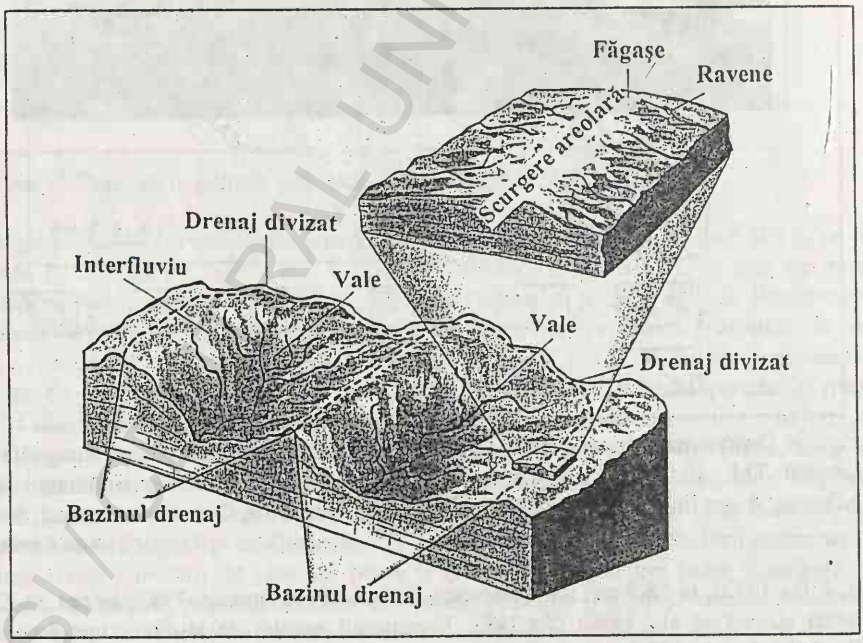


Fig.286 Bazinul hidrografic şi elementele sale

Ca efect al creşterii cantităţii de aluviuni, în cazul special al viiturilor, îl reprezintă schimbarea, într-un timp extrem de scurt, a linie de ţărm. Cazul de faţă este exemplificat de viitura maximă înregistrată în anul 1897, cu valoarea de 35.000 m^3/s şi care a cauzat apariţia, la suprafaţă, a Insulei Sacalin (gura braţului Sf.Gheorghe).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

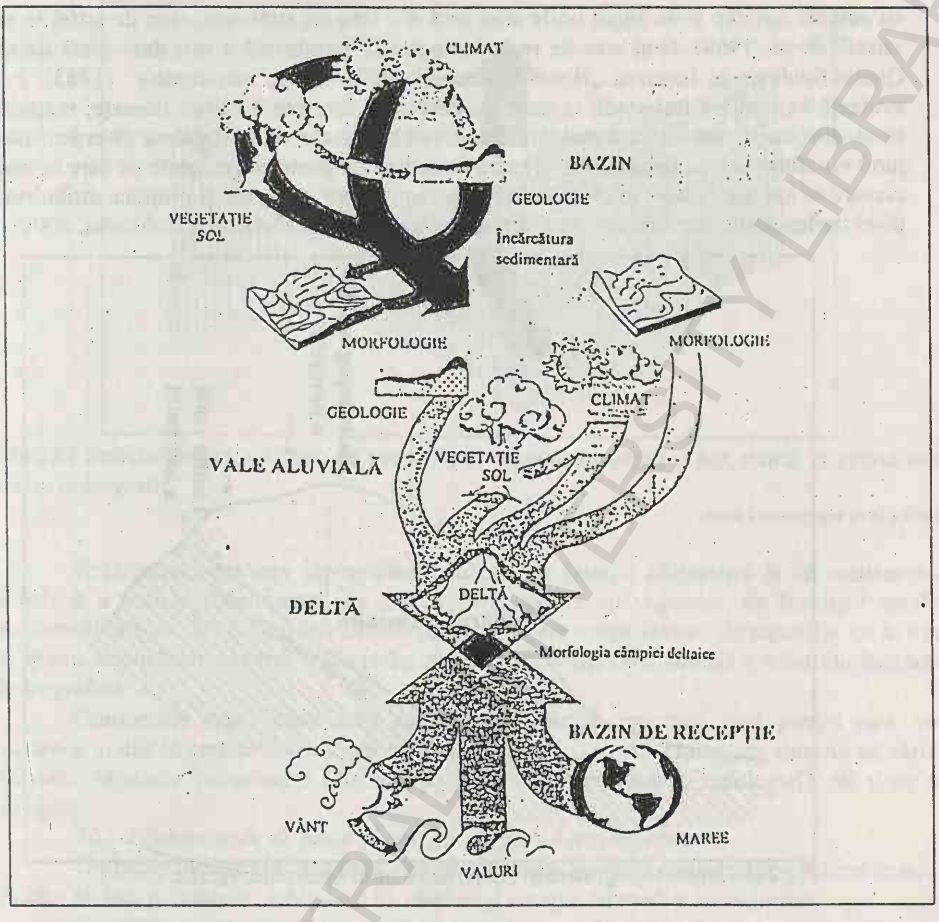


Fig.287 Procesele majore de control a sistemului fluvial

după Coleman, 1976

10.s.Bazinele hidrografice

10.s.1.Definiție

Noțiunea de bazin hidrografic (bazin versant) a fost mult timp formalizată. La o scară spațială restrânsă această noțiunea a fost pusă la punct de Leonardo da Vinci: „fiecare vale a fost creată de propriul fluviu și raportul dintre văi este același ca între fluvii" (citat de Baulig, 1948). Noțiunea de bazin apare, se pare, la Coulon în 1644 („Les Rivières de France); principiul enunțat de Coulon stă la baza sistemului pus la punct de Buache (1752) care compară sistemele muntoase în funcție de negativitatea creeată de râuri (citat de Broc, 1969). Buache (1762) a definit bazinul hidrografic ca fiind: „ansamblul tuturor apelor care se reunesc într-un fluviu sau râu". Tot el sistematizează desenul cumpenei de ape pe hărțile topografice. Duffon (1749) interpretează existența văilor ca fiind un rezultat al curenții marini ce activau în perioada imersiunii continentale; eroziunea torențială a efectuat doar retușuri. Darcet (1776) a fost primul cercetător care a stabilit rolul apelor curgătoare în geneza văilor: „să nu credeți [...] că apele au preluat trasee anterior săpate; chiar apele, din amonte spre aval, s-au reunit și

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

au deschis noi căi: şi-au săpat noile albii încă din timpuri străvechi, cum de altfel le sapă şi astăzi" (Broc, 1969). Noţiunea de reţea hidrografică ierarhizată a fost dezvoltată de abatele Giraud-Soulavie în lucrarea „Histoire naturelle de la France méridionale" (1783). Pune în evidenţă existenţa a trei stadii (vârste) succesive de formare a văilor: tinereţe, maturitate şi bătrâneţe (teorie popularizată mai târziu de Davie). Primele văi se stabilesc divergent-radiar în jurul reliefului emers; inciziile lor creează un sistem de pante convergente pe care se stabilesc cursuri de apă secundare; în cadrul câmpiilor ramificările sunt rare şi propune atribuirea celui de-al treilea stadiu râurilor care se scurg spre mare (citat de Cosandey, Robinson, 2000).

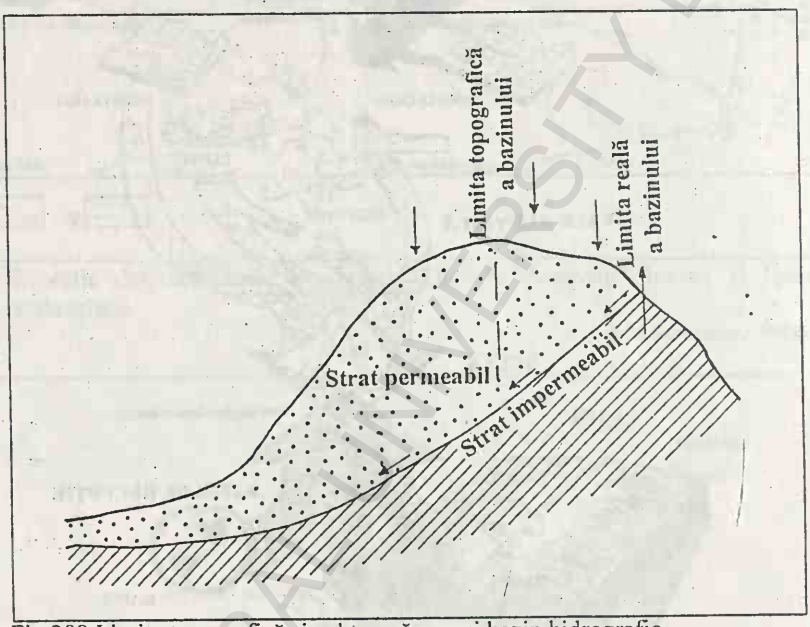


Fig.288 Limita topografică şi subterană a unui bazin hidrografic

Bazinul hidrografic (de recepţie sau colector) al unei reţele hidrografice reprezintă suprafaţa de pe cuprinsul căreia se alimentează un râu sau un sistem hidrografic (fig.286). În realitate, în spaţiul bazinului hidrografic, au loc toate procesele fizice care determină scurgerea (fig.287).

Zona bazinului hidrografic este delimitată de o linie de separaţie cunoscută sub numele de cumpăna apelor. Această linie trece prin punctele de cea mai mare înălţime situate între două bazine învecinate (pe interfluvii) şi coboară spre regiunea de vărsare unde se închide. În general, suprafaţa de pe care se alimentează un râu, un lac sau o mare, are două tipuri de cumpene de ape:

- una superficială, care delimitează bazinul hidrografic de suprafaţă;
- una subterană, care corespunde bazinului hidrografic subteran (fig.288).

Cele două cumpene de apă nu se suprapun decât foarte rar.

Evoluţia oricărui bazin hidrografic este rezultatul interacţiunii dintre regimul fluxului de materie şi energie care pătrunde şi circulă în limitele lui şi rezistenţa opusă de suprafaţa topografică (fig.289). În condiţii normale, principala sursă de materie o constituie precipitaţiile, iar de energie, radiaţia solară.

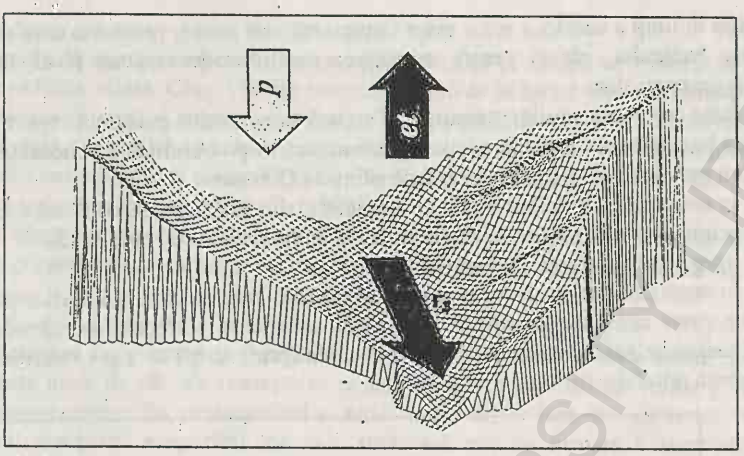


Fig.289 Relaţia dintre cantitatea de precipitaţii, evapotranspiraţia şi apa scursă în cadrul unui bazin hidrografic

după Hornberger et al., 1998

Rezistenţa suprafeţei topografice este dată de poziţia altimetrică şi de rezistenţa la eroziune a rocilor constituente, de gradul de acoperire cu vegetaţie, de învelişul solului, permeabilitate etc. De relaţiile de interdependenţă dintre aceşti factori, de repartiţia lor în timp şi spaţiu, depinde, în cea mai mare parte, evoluţia şi configuraţia actuală a reliefului bazinelor hidrografice.

Cumpenele superficiale sunt supuse unei intense eroziuni, fapt pentru care sunt variabile şi duc la creşterea sau micşorarea unui bazin în dauna celuilalt cu ajutorul captărilor fluviale. Migrarea cumpenelor este legată atât de factorii endogeni (geologici), cât şi de cei exogeni.

10.s.2.Schimburile de masă şi energie cu mediul înconjurător

Un bazin hidrografic, conform teoriei sistemice, poate fi considerat un sistem deschis, în care au loc, permanent, schimburi de materie şi energie cu mediul înconjurător.

Cantităţile de materie şi energie recepţionate de către bazin acţionează asupra variabilelor care definesc suprafaţa bazinului. O parte din ele se înmagazinează ca urmare a proceselor fizice şi biochimice, iar alta părăseşte limitele bazinului pe diferite căi.

Cantitatea de apă înmagazinată se evaporă, se scurge sau poate fi trecută în alte bazine ca urmare a acţiunii vântului, pe cale subterană sau ca urmare a intervenţiei antropice. O parte din energia primită este reflectată de suprafaţa bazinului şi se pierde în spaţiu (E_r).

Schimburile cu mediul înconjurător sunt permanente şi constituie premisa existenţei oricărui bazin hidrografic. Trebuie avut în vedere şi faptul că regimul acestui flux are o foarte mare importanţă asupra proceselor şi relaţiilor de interdependenţă existente între variabilele suprafeţelor bazinale (fig.290).

a. Intrările de materie şi energie

Precipitaţiile

Reprezintă cea mai importantă formă de materie care intră în sistemul bazinului hidrografic, mai ales că au şi calitatea de a fi mobile, prin aceasta posedând şi o anumită cantitate de energie ce va fi consumată în cadrul proceselor care au loc la suprafaţa bazinului.

Volumul precipitaţiilor, pe unitate de suprafaţă, depinde de poziţia latitudinală şi altitudinală a bazinului hidrografic care influenţează şi starea de agregare a precipitaţiilor.

Repartiția în timp a acestora are o mare importanță atât pentru procesele care se desfășoară la suprafața bazinului, cât și pentru amploarea reacțiilor de răspuns și de dimensionare a morfologiei bazinelor.

Între frecvența ploilor torențiale și suprafața bazinelor există un raport invers: dacă o suprafață bazinală este mai mare, cu atât este mai mică probabilitatea ca aceasta să fie afectată de viitura provocată de o ploaie torențială și invers (Zăvoianu, 1978).

În condițiile zonalității verticale a reliefului din România, se constată o legătură directă între precipitații și altitudinea medie a bazinelor hidrografice (Ujvari, 1972).

Aportul prin intermediul vânturilor

În acest caz este vorba de precipitațiile lichide care, în cazul vânturilor puternice, pot fi antrenate peste cumpăna de ape. Un fenomen identic se petrece și cu zăpada viscolită. În această categorie sunt incluse și particulele solide (praf, nisip) care pot modifica, la rându-le, configurația reliefului.

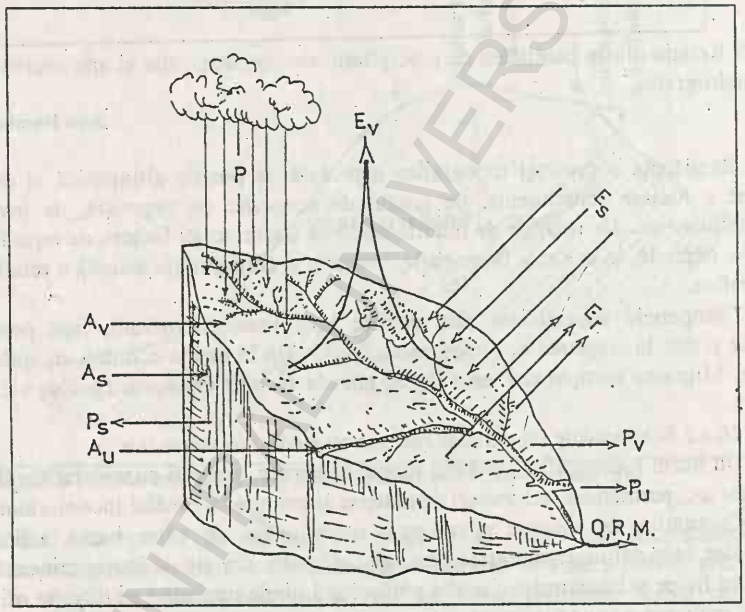


Fig.290 Schema schimburilor de masă și energie ale unui bazin hidrografic cu mediul înconjurător: P-precipitații; A_v-aport datorat vântului; A_s-aport subteran; A_u-aport uman; E_s-radiația solară; Q,R,M-scurgere lichidă, solidă, chimică; E_v-evapotranspirație; P_s-pierderi subterane; P_v-pierderi datorate vântului; P_u-pierderi datorate activității umane; E_r-energia reflectată și radiată

după Zăvoianu, 1978

Aportul subteran

Diversitatea peisajelor geomorfologice, cu tectonică, structură și litologie foarte variate, fac ca în multe situații cumpenele superficiale de apă să nu coincidă cu cele subterane.

Intrările ca urmare a intervenției omului

Pentru a face față nevoilor tot mai sporite de apă, de cele mai multe ori nu se mai respectă limitele naturale ale bazinelor hidrografice și se transferă cantități foarte mari de apă dintr-un bazin în altul, prin intermediul conductelor sau devierilor de cursuri.

Radiația solară

Principala sursă energetică, cu excepția energiei posedată de materia în mișcare, o constituie radiația solară. Cca.53% din energia primită de la Soare este absorbită de atmosferă sau se întoarce în spațiul cosmic, restul de 47% ajungând la suprafața Terrei sub formă de radiație directă (insolație). Aceasta provine din razele care pătrund direct prin atmosferă (41%) și din radiația difuză a cerului (6%), de ea depinzând toate procesele fizico-chimice și biologice care au loc în natură (Strahler, 1973).

În afara radiației directe, suprafața unui bazin hidrografic mai poate primii de la atmosferă o cantitate de radiație difuză, la care se adaugă radiația reflectată de nori și cea atmosferică.

b. Ieșirile de materie și energie

Cantitatea de materie și energie odată pătrunsă în limitele unui bazin, circulă pe un număr foarte mare de căi. Ea reușește să se înmagazineze sub diferite forme și să acționeze asupra componentelor lui determinând o serie de reacții în lanț, ori părăsește bazinul prin intermediul scurgerii, evaporării, pe cale subterană sau ca urmare a intervenției omului (Zăvoianu, 1978).

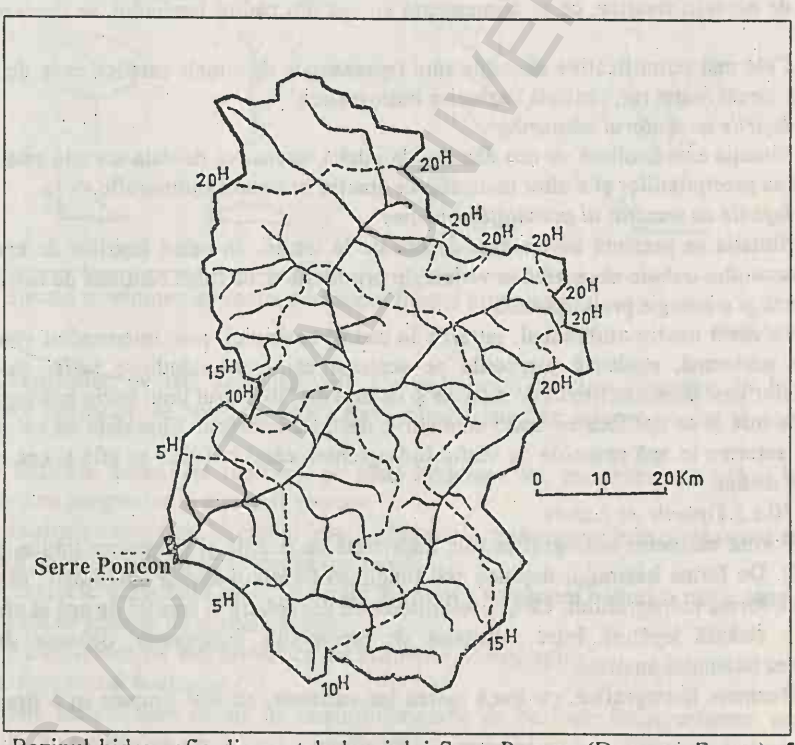


Fig.291 Bazinul hidrografic din spatele barajului Serre-Ponçon (Durance, Franța): 5H, 10H, 15H, 20H – timpul parcurs de apă până la baraj în cazul averselor

după Larras, 1974

Scurgerea

Apele, în cadrul procesului de scurgere, pe lângă capacitatea de transport dețin și calitatea de a dizolva o serie de săruri pe care apoi le antrenează în soluție. Ajunse în rețeaua

albiilor, apele scurse, împreună cu materialele solide, minerale şi organice, antrenate şi cu cele pe care le poartă în soluţie, se îndreaptă spre gura de vărsare a bazinului, pe unde de fapt ies din acesta şi intră în altul, ori se va vărsa într-un bazin marin sau lacustru (fig.291).

În cadrul ieşirilor, pe lângă faptul că o parte din cantitatea de apă intrată părăseşte bazinul, aceasta, la rându-i, antrenează în acelaşi timp şi o parte din masa minerală şi organică a bazinului, coborându-i practic suprafaţa.

Evapotranspiraţia

Pentru România, din volumul total al precipitaţiilor căzute, 77% se reîntorc în atmosferă ca urmare a proceselor de evapotranspiraţie (Ujvari, 1972). Cea mai generală formulă de determinare indirectă este cea care foloseşte cantitatea de precipitaţii căzută (P) şi cantitatea de apă scoasă din bazin (Q):

$$E=P-Q.$$

Ieşirile pe cale subterană

Se produc când cumpenele superficiale de apă nu coincid cu cele subterane şi, ca atare, o serie de niveluri freatice, ce se alimentează cu apă din cadrul bazinului, se descarcă în alte bazine.

Cele mai semnificative exemple sunt reprezentate de zonele carstice care, de altfel, nu respectă, decât foarte rar, limitele bazinelor hidrografice.

Ieşirile cu ajutorul vânturilor

Situaţia este similară cu cea descrisă la intrări, numai că de data aceasta este vorba de eliminarea precipitaţiilor şi a altor materiale ce aparţin bazinului hidrografic.

Ieşirile ca rezultat al activităţilor umane

Situaţia se prezintă invers faţă de cea de la intrări. În cazul ieşirilor de energie din cadrul bazinului trebuie să se aibă în vedere, în primul rând, că orice cantitate de materie ieşită antrenează şi o energie proporţională.

La nivel mediu multianual, intrările în cadrul bazinului, prin intermediul vânturilor şi pe cale subterană, egalează pierderile pe aceleaşi căi, constatându-se astfel că numărul variabilelor care definesc fluxul de materie şi de energie, în cadrul unui bazin hidrografic, este destul de mic şi se pot face evaluări cantitative destul de corecte. Suprafaţa cu cel mai mare grad de saturare în apă coincide cu vârful hidrogramei, când în bazin se află şi cea mai mare cantitate de apă.

10.s.3.Tipurile de bazine

Forma bazinelor hidrografice este imprimată de poziţia şi orientarea limitei bazinelor (fig.292). De forma bazinului depinde atât lungimea traseului apelor curgătoare, din amonte spre aval, forma hidrografului, cât şi posibilitatea de dezvoltare şi aportul de apă al afluenţilor. Există o strânsă legătură între cantitatea de precipitaţii, evaporaţie, debitele de apă şi altitudinea bazinului analizat.

Bazinele hidrografice, cu toată marea lor varietate, au fost grupate în 5 tipuri (Buta, 1983):

Tipul I, include bazinele hidrografice dezvoltate mai mult în cursul mijlociu: Crişul Negru, Trotuş, Someşul etc.

Tipul II, unde bazinele hidrografice se dezvoltă în cursul superior: Jiu, Ialomiţa, Buzău etc.

Tipul III, unde bazinele hidrografice se dezvoltă în cursul inferior: Argeş, Someşul Mic etc.

BCU ST. LIBRARY

Tipul IV, este caracteristic bazinelor hidrografice dezvoltate uniform: Arieş, Vedea, Crişul Alb, Bega etc.

Tipul V, este tipic pentru bazinele care se îngustează în cursul mijlociu: Olt, Târnava Mare etc.

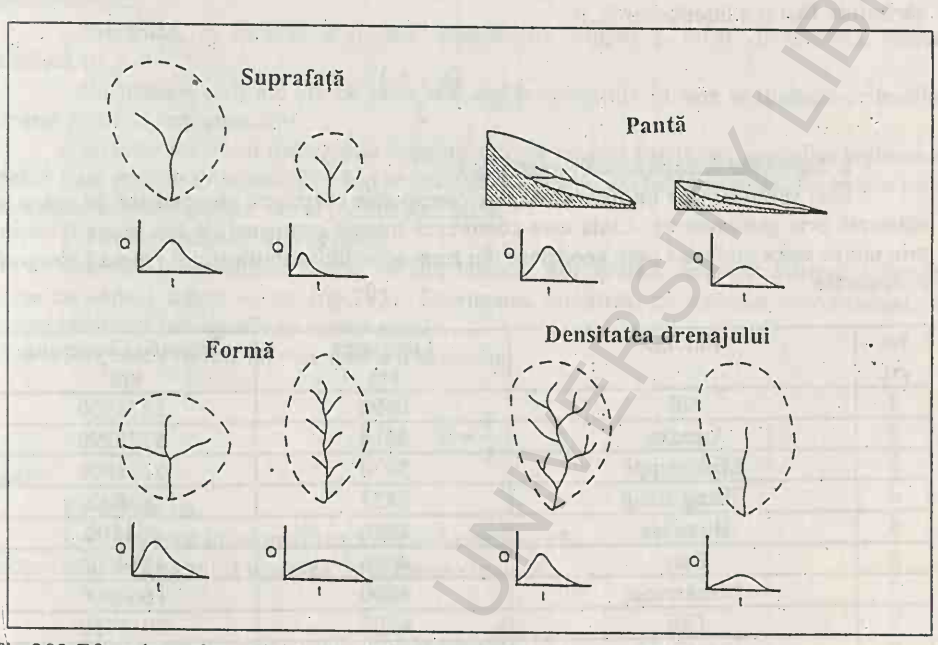


Fig.292 Efectul morfometriei bazinului asupra formei hidrografului

după Jones, 1998

Clasificarea de faţă este destinată a avea scopuri practice deoarece, în funcţie de dezvoltarea bazinelor, se pot desprinde câteva caracteristici ce privesc geneza şi dezvoltarea viiturilor:

- bazinele dezvoltate uniform, pe toată lungimea lor, nu generează viituri bruşte ci numai creşteri progresive şi atenuări treptate;
- bazinele dezvoltate în cursul inferior favorizează scurgerea bruscă deoarece apele din precipitaţii se vor aduna rapid la ieşirea din bazin;
- bazinele dezvoltate mult în cursul superior vor genera viituri a căror amploare va scădea cu cât se apropie de cursul inferior.

10.s.4.Elementele morfometrice ale bazinelor hidrografice

a. *Perimetrul bazinului (P)*

Linia închisă care separă un bazin hidrografic de bazinele înconjurătoare, reprezintă perimetrul. Se suprapune peste linia superficială a cumpenei de ape. Trasarea perimetrului se face în cazul în care există o totală separare a bazinelor hidrografice învecinate, nu numai sub aspect topografic, ci şi din punct de vedere al alimentării cu apă.

Pentru obţinerea unei valori apropiate de realitate se determină o înălţime medie a cumpenei apelor şi o pantă medie a perimetrului (I_p) luând în calcul raportul dintre dublul diferenţei de nivel dintre cel mai înalt vârf şi gura de vărsare (ΔH) şi lungimea în kilometri a cumpenei de ape (P):

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$I_p = \frac{2\Delta H}{P}.$$

Altitudinea medie (h_m) a cumpenei de ape se determină ca semisuma înălțimii medii a vârfurilor (h_v) și a înșeuărilor (h_s):

$$H_m = \frac{(h_v + h_s)}{2}.$$

b. *Suprafața bazinului hidrografic (S_b)*

Este delimitată de un perimetru care corespunde cu traseul cumpenelor de apă și este măsurată prin planimetrare. Linia care conturează traseul cumpenei de apă poate fi obținută prin unirea celor mai mari cote geodezice din zona obârșiilor ramificațiilor rețelei hidrografice considerate.

Nr. crt.	Fluviul	Lungimea km	Suprafața bazinului km^2
1	Nil	6690	2878500
2	Amazon	6518	5778290
3	Mississippi	5970	5211600
4	Chang Jiang	5827	1808000
5	Huan He	4850	761500
6	Zair	4666	4014500
7	Mackenzie	4600	1660000
8	Obi	4505	2913750
9	Mekong	4350	906500
10	Lena	4318	2421000
11	Niger	4200	2100000
12	Enisei	3794	2698780
13	Parana	3718	2305100
14	Yukon	3700	932000
15	Volga	3700	1358000
16	Zambezi	3450	1328600
17	Indus	3186	963480
18	Gange	3090	1825000
19	Dunărea	2857	805300
20	Eufrat	2735	1113700

Tabel 37 Clasamentul marilor fluvii ale Terrei

Suprafața bazinului reprezintă proiecția orizontală a unei suprafețe topografice reale, care face cu planul orizontal un unghi oarecare, în funcție de înclinarea medie a mulțimii de planuri care o alcătuiesc. Unghiul poate varia de la 0^0 pentru suprafețele orizontale din zona de câmpie, până la 90^0 pentru pereții verticali ai zonelor montane. Dacă unghiul este mare cu atât diferența dintre proiecția orizontală și suprafața reală a versantului va fi mai mare. Prin planimetrare, suprafața se exprimă în ha sau km^2 și este asociată, tot timpul, cu kilometrajul

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

profilului de închidere sau cu denumirea staţiunii hidrometrice. Pentru acelaşi curs de apă suprafaţa bazinului hidrografic creşte în raport cu mărirea lungimii traseului (tabel 37).

Cele mai importante metode de determinare a suprafeţelor bazinelor hidrografice sunt:

- grafice, se referă la metoda alegerii figurilor geometrice corespunzătoare, la metoda caroiajelor etc.;

- mecanice, în care se utilizează: planimetrul simplu şi polar (integrator), paleta cadrilată etc.;

- electronice, utilizate din ce în ce mai des în condiţiile în care se dispune de hardul necesar şi softul corespunzător.

Suprafaţa bazinului hidrografic constituie un parametru foarte util în studiul regimului apelor. Este prezent totdeauna fie când se studiază scurgerile din timpul secetei, fie pentru cele din timpul topirii zăpezilor sau al ploilor torenţiale.

c. *Forma bazinelor hidrografice*

Datorită ramificaţiilor foarte variate reţeaua hidrografică imprimă bazinului forme plane cu aspect foarte variat (fig.293). Exprimarea analitică, cu caracter convenţional, a formei bazinului hidrografic se obţine astfel:

1.Cu relaţia care exprimă lăţimea medie a bazinului:

$$\beta = \frac{F}{L}.$$

unde:

F = suprafaţa;

L = lungimea liniei mediane a bazinului hidrografic.

2.Cu relaţia care exprimă abaterea de la forma circulară:

$$\beta = 4\pi \frac{F}{\lambda}.$$

unde:

λ = lungimea cumpenei apelor bazinului hidrografic (Vladimirescu, 1984).

Indicele formei (φ) exprimă abaterea de la forma circulară a suprafeţei (Gravelius, 1914). Dacă se notează cu S suprafaţa şi cu P perimetrul bazinului, se obţine:

$$\varphi = \frac{P}{perimetrul - cercului - la - \sup rafata - S} = \frac{P}{2\sqrt{2 * \pi}}.$$

Numeroase studii pentru forma bazinelor hidrografice au fost întreprinse de Horton (1944) care aminteşte de factorul de formă (R_f):

$$R_f = \frac{A_u}{L_b^2}.$$

unde:

A_u = suprafaţa bazinului;

L_b^2 = pătratul lungimii maxime a acestuia.

Se foloseşte şi un raport de circularitate (RC) (Miller, 1953):

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$RC = \frac{A_u}{A_c}.$$

unde:

A_u = suprafaţa bazinului analizat;

A_c = suprafaţa cercului de aceeaşi lungime cu perimetrul bazinului.

Forma bazinului se poate explica şi prin raportul de alungire (R_e) (Schumm, 1956) care reprezintă câtul dintre diametrul cercului cu aceeaşi suprafaţă ca a bazinului (D_c) şi lungimea maximă a bazinului (L_b) măsurată paralel cu axa râului principal.

Se recomandă totodată şi utilizarea altor formule (Morariu, Pişota, Buta, 1962):

$$\varphi = \frac{F}{L^2}.$$

unde:

F = suprafaţa bazinului;

L^2 = suprafaţa pătratului care are latura egală cu lungimea bazinului.

d. *Raportul de formă al bazinelor hidrografice (R_f)*

Ţine cont de două elemente esenţiale: suprafaţa bazinului şi perimetrul care o delimitează. Utilizându-se, ca unitate de referinţă pătratul, se ajunge ca raportul de formă să aibă următoarea formulă (Zăvoianu, 1978):

$$R_f = \frac{F}{\left(\frac{\rho}{h}\right)^2}. \quad \text{sau} \quad R_f = \frac{F}{\left(\frac{P}{4}\right)^2}.$$

unde:

F = suprafaţa bazinului;

$\left(\frac{\rho}{h}\right)^2$ = suprafaţa pătratului cu acelaşi perimetru.

Din acest punct de vedere se disting trei categorii de bazine:

- alungite, cu valori mai mici ca unitatea;
- pătrate, raportul devine egal cu 1;
- rotunde, cu valori ale indicelui de formă cuprins între 1 şi 1,2.

Forma bazinului se mai poate obţine şi din următorul raport:

$$\beta = 4\pi \frac{F}{L^2}.$$

unde:

F = suprafaţa bazinului;

L = lungimea totală a cumpenei apelor.

Sau:

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$\beta = \frac{F}{\lambda}.$$

unde:

F = suprafața bazinului;

λ = lungimea pe axul median.

Ca urmare a diversității condițiilor fizico-geografice râurile pot avea forme diferite: cele care coboară din zona montană au bazine foarte alungite în comparație cu cele din zona subcarpatică. Pe parcursul evoluției rețelei hidrografice raportul de formă este un parametru care se poate modifica. Cu cât ordinul râului este mai mic, cu atât forma bazinelor se apropie de o figură echivalentă cu a unui pătrat sau tinde spre o formă cât mai rotunjită.

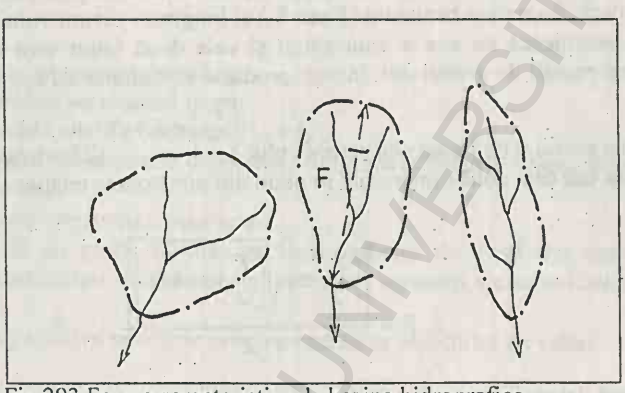


Fig.293 Forme caracteristice de bazine hidrografice

În mod direct, centrul bazinului hidrografic poate fi descoperit prin decuparea pe carton, la scara hărții, a suprafeței bazinului și suspendarea succesivă a acestuia din două puncte marginale. Centrul este intersecția celor două linii trasate pe carton în continuarea firului de suspendare.

Cu unele aproximații, o parte din bazinele hidrografice se pot înscrie în forme regulate: cerc, elipsă, forme alungite etc.

În condiții egale, două bazine cu aceeași suprafață, dar cu forme diferite, vor avea un regim al apelor foarte diferit. Bazinele înguste, comparativ cu cele ovale sau triunghiulare, produc debite de inundații mai mici deoarece preiau o cantitate de apă mai mică de la ploile cu caracter torențial.

e. *Lungimea bazinului hidrografic (L)*

Lungimea se definește ca fiind distanța măsurată de la izvoare până la punctul cel mai îndepărtat situat pe linia cursului de apă, în regiunea de izvoare. În cazul unor bazine asimetrice sau curbate, lungimea este reprezentată de o linie frântă obținută prin unirea punctelor mediane ale bazinului care se stabilesc pe hartă cu ajutorul unei rigle.

Lungimea maximă (L_{max}) este distanța dintre izvor și locul de vărsare, măsurată paralel cu linia principală de drenaj.

Lungimea medie (L_m) este determinată ca fiind raportul între suprafața bazinului (S_b sau F) și lățimea acestuia (B):

$$L_m = \frac{F}{B}.$$

Lungimea bazinului poate fi estimată prin mai multe procedee.

Mediana este utilizată în cazul în care bazinul are o formă neregulată şi lungimea medie este greu de cuantificat (Apollov, 1963). Este necesară o paletă de celuloid cu cercuri concentrice şi un orificiu central. Paleta se mişcă pe traseul vărsare-izvor căutând, de fiecare dată, cercul care apreciază cel mai bine lăţimea bazinului, marcând punctul central în aşa fel încât, la final, să rezulte o mulţime de puncte care, unite, vor reprezenta lungimea medianei suprafeţei bazinului.

Lungimea medie (L) şi *lăţimea medie (B)* se determină prin luarea în calcul a două elemente de bază: Suprafaţa bazinului (F sau S_b) şi lungimea perimetrului acestuia (P). Forma bazinului se asimilează cu cea a unui pătrat şi cele două laturi sunt considerate ca fiind rădăcinile unei ecuaţii de gradul doi, în care produsul rădăcinilor dă suprafaţa bazinului (F = L*B), iar suma acestora dă jumătatea perimetrului $\left(\frac{P}{2}\right) = L + B$ (Zăvoianu, 1978).

În acest caz cele două dimensiuni se obţin din următoarea relaţie:

$$L, B = \frac{\left\{\left(\frac{P}{2}\right) \pm \left[\sqrt{\left(\frac{P}{2}\right)^2 - 4S_b}\right]\right\}}{2}.$$

Pe lângă determinarea celor două mărimi se poate aprecia şi forma bazinului în funcţie de valoarea de sub radical. Dacă discriminantul este mai mare ca zero, bazinul prezintă o formă alungită; dacă este egal cu zero, forma bazinului este echivalentă cu a unui pătrat; dacă este mai mic decât zero, se apropie de forma circulară (foarte rară în condiţii naturale).

f. *Lăţimea medie a bazinului (B)*

Lăţimea medie reprezintă raportul dintre suprafaţa bazinului (F sau S_b) şi lungimea sa (L). Pe versanţi se calculează în acelaşi mod:

$$\beta = \frac{F}{L}[km].$$

Cu cât valoarea lăţimii medii este mai mică, adică bazinul va fi alungit, cu atât amplitudinea viiturilor va fi mai redusă. Cunoaşterea acestei valori este necesară pentru prevederea volumului şi a amplitudinii viiturilor care, în mod obişnuit, sunt invers proporţionale cu aceasta.

g. *Lăţimea maximă a bazinului (l_{max})*

Lăţimea maximă este perpendiculara maximă faţă de linia lungimii bazinului. De obicei, cu cât valoarea acesteia este mai mare, cu atât bazinul se apropie mai mult de forma unui cerc, ceea ce determină şi o amplitudine mare a viiturilor.

h. *Coeficientul de dezvoltare a bazinului (φ)*

Valoarea acestui coeficient se obţine prin raportarea suprafeţei bazinului (F) şi suprafaţa pătratului ce are latura egală cu lungimea bazinului (L^2):

$$\varphi = \frac{F}{L^2} \lhd 1.$$

Cu cât valoarea coeficientului este mai mare cu atât viiturile din bazin vor avea amplitudini mai pronunțate.

i. *Coeficientul de asimetrie a bazinului (a)*

Se exprimă prin raportul:

$$a = \frac{f_{st} - f_{dr}}{\frac{f_{st} + f_{dr}}{2}}; \quad a = \frac{2(f_{st} - f_{dr})}{F}.$$

unde:

f_{st} = suprafața versantului stâng;

f_{dr} = suprafața versantului drept;

F = suprafața totală a bazinului ($f_{st} + f_{dr}$).

Coeficientul de asimetrie depinde de dezvoltarea diferită a versanților care se include în bazinul respectiv.

j. *Curba hipsometrică a bazinului*

Reprezintă un grafic obținut pa baza curbelor de nivel din cadrul bazinului. Pe ordonate sunt reprezentate altitudinile, iar pe abcise, însumări ale suprafețelor parțiale f_t dintre curbele de nivel.

Construcția curbei se obține prin reprezentarea perechilor de valori:

$$\left(A_i \sum_{i+1}^{i} f_i\right).$$

unde:

A_i = în ordonată este valoarea curbei de nivel de ordinul I;

$\sum_{1}^{i} f_i =$ însumarea suprafețelor parțiale dintre cota C_1 și curba de nivel de ordinul t = 1,2,….,n.

În urma echivalării ariei determinate de curba hipsometrică, cu aria unui dreptunghi, având ca bază suprafața integrală a bazinului, se poate obține altitudinea medie a reliefului.

k. *Altitudinea medie a bazinului (H_m)*

Pentru determinarea altitudinii se folosește formula:

$$H_m = \frac{f_1 * h_1 + f_2 * h_2 + \ldots + f_n * h_n}{F}.$$

unde:

$f_1 \ldots f_n$ = suprafața dintre două curbe de nivel vecine;

$h_1 \ldots h_n$ = semisuma altitudinii celor două curbe de nivel învecinate;

F = suprafața bazinului.

Sub formă prescurtată relația se prezintă astfel:

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$H_m = \frac{\left(\sum f_i h_i\right)}{F}.$$

Altitudinea medie a unui bazin este considerată ca fiind deasupra nivelului general al mării sau deasupra unui plan convențional. Practic, altitudinea medie a unui bazin hidrografic este caracteristica ce indică unitatea de relief în care acesta se încadrează. Această valoare este necesară, mai ales pentru calculul coeficientului de scurgere, a indicelui de ariditate etc.

În funcție de altitudinea medie, sunt bazinele hidrografice de:

- munte, cu altitudine medie de >700m;
- deal, cu altitudine medie între 200-700m;
- câmpie, cu altitudine medie <200m;
- mixte, formate pe mai multe unități de relief.

l. *Frecvența râurilor*

Reprezintă raportul dintre numărul total de segmente de râu dintr-un bazin dat și suprafața acestuia (Horton, 1945). Se folosesc și denumirile de densitate hidrografică (D_h), spre a o deosebi de densitatea de drenaj (D_d) (Freitas citat de Christofoletti, 1969) sau densitatea segmentelor de râu (D_r), definind desimea cursurilor de apă pe unitate de suprafață în cadrul unui bazin dat (Zăvoianu, 1978).

Pentru calcularea densității segmentelor de râu, când se cunoaște suprafața bazinului respectiv, se poate utiliza următoarea formulă:

$$D_r = \frac{N}{F} = \frac{N_s\left(1 - R_c^s\right)}{F\left(1 - R_c\right)}.$$

$\frac{\left(1 - R_c^s\right)}{\left(1 - R_c\right)}$ Deoarece termenul este singurul care ridică probleme de calcul, valoarea lui se poate determina prin folosirea unui tabel sau a unei abace. Densitatea segmentelor de râu se află în raport direct cu gradul de fragmentare al reliefului deoarece reprezintă numărul de văi pe unitate de suprafață.

m. *Lungimea medie a scurgerii de pantă*

Reprezintă distanța pe care o parcurge apa pe un versant înainte de a se concentra în albii, sau scurgerea în suprafață care se desfășoară pe linia de cea mai mare pantă în funcție de condițiile fizico-geografice locale. Lungimea scurgerii de pantă depinde, în primul rând, de gradul de fragmentare al reliefului și implicit de densitatea de drenaj. Se propune formula Horton:

$$l_0 = \frac{1}{2D\sqrt{1 - \left(\frac{S_c}{S_g}\right)^2}}.$$

unde:

l_0 = lungimea scurgerii de pantă;
D = densitatea de drenaj;
S_c = panta albiei;
S_g = panta medie a terenurilor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

n. *Panta medie a bazinului (I_m)*

Pentru determinarea pantei medii se foloseşte formula:

$$I_m = \frac{h * \left(\frac{l_0 + l_n}{2} + l_1 + l_2 + ... + l_{n-1} + l_n \right)}{F}.$$

unde:

h = diferenţa dintre cotele curbelor de nivel învecinate;

l_1, l_2, l_3 = lungimea curbelor de nivel;

F = suprafaţa bazinului.

Panta medie a bazinului este o caracteristică de care se ţine seama la analiza elementelor scurgerii, ea determinând o anumită viteză de deplasare a apei pe versanţii bazinului, în funcţie de care va creşte sau se va reduce eroziunea, transportul şi sedimentarea particulelor solide de suprafaţă. Pantele medii cu valori mari oferă condiţii favorabile unei scurgeri rapide, de unde şi un proces de eroziune şi altul de transport ridicat. La valori mici ale pantelor fenomenul este invers.

o. *Graficul circular de repartizare a suprafeţei bazinului*

Pentru întocmirea unui astfel de grafic, valorile suprafeţelor exprimate în kilometri pătraţi, trebuie transformate în grade şi se calculează prin formula:

$$F^0 = \frac{f_s * 360^0}{F}.$$

unde:

F^0 = suprafaţa subbazinului (grade);

F_s = suprafaţa subbazinului (km^2);

F = suprafaţa bazinului (km^2).

Graficul elaborat poate da imaginea repartizării suprafeţei totale a bazinului, pe afluenţi şi spaţii intrabazinale.

p. *Coeficientul de asimetrie a bazinului hidrografic (a)* se referă la repartiţia suprafeţei bazinului faţă de axa de drenaj. Se impune cunoaşterea suprafeţelor de pe stânga (S_{st}) şi dreapta (S_{dr}) cursului principal:

$$a = \frac{[2(S_{st} - S_{dr})]}{F}.$$

r. *Coeficientul de acoperire a bazinului hidrografic cu lacuri şi mlaştini*

Se defineşte ca fiind raportul dintre suprafaţa totală a lacurilor şi mlaştinilor şi suprafaţa bazinului:

$$K_a = \frac{\sum f(lacuri - mlastini)}{F} * 100.$$

unde:

$\sum f$ (lacuri) = suprafaţa totală a lacurilor, mlaştinilor;

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

F = suprafaţa bazinului;

K_a = coeficientul de acoperire.

Cu cât suprafaţa ocupată de lacuri şi mlaştini va fi mai mare, cu atât cursul râului va avea un debit mai regulat. Prezenţa lacurilor şi mlaştinilor, într-un bazin hidrografic, influenţează scurgerea, contribuind astfel la regularizarea râului.

s. *Graficul de creştere a bazinului odată cu lungimea râului*

La întocmirea acestui grafic este necesar să se dispună de date cu privire la distanţa în kilometri, de la vărsarea râului până la confluenţele afluenţilor de pe ambele maluri, de suprafaţa bazinelor şi suprafeţele interbazinale de pe ambii versanţi. Pe ordonată se reprezintă lungimea râului, iar pe abcisă suprafaţa treptat cumulată.

Graficul oferă posibilitatea determinării, cu aproximaţie, a suprafeţei bazinului de recepţie în orice punct de-a lungul râului.

t. *Graficul de repartizare a suprafeţelor bazinului pe zone de altitudine*

Repartiţia suprafeţelor bazinului, pe diferite zone altitudinale, influenţează, în mare măsură, regimul hidrologic al râului.

Pentru repartiţia suprafeţelor pe trepte de altitudine se foloseşte un sistem de axe rectangulare, unde pe ordonată se construieşte scara altitudinilor, iar pe abcisă scara suprafeţelor. Prin reprezentarea valorilor suprafeţelor între altitudinile corespunzătoare, se obţine un grafic în trepte, haşurat, care reprezintă valoarea suprafeţei corespunzătoare dintre două curbe de nivel.

Curba hipsografică se alcătuieşte pe baza valorilor folosite la întocmirea graficului anterior, însă cumulate, reprezentându-se la sfârşitul fiecărui interval. Prin unirea punctelor respective se obţine curba hipsografică.

u. *Similitudinea geometrică a bazinului hidrografic*

Coeficientul de formă al bazinului, amintit deja, permite doar o caracterizare bidimensională şi parţială, fără să se ia în considerare relieful său. Similitudinea geometrică completă se obţine prin valoarea constantă a raportului de scară (λ) al lungimilor, pentru toate punctele de intersecţie cu razele vectoare indicate. Prin urmare, cele două bazine hidrografice trebuie să corespundă condiţiilor de omotetie. Acest criteriu devine necesar în cazul în care s-ar pune problema unor experimentări pe model, la o scară mai mică a bazinului hidrografic dat.

v. *Curba hipsografică* etalează cât din suprafaţa unui bazin hidrografic se află deasupra unei altitudini date. Se calculează altitudinea medie prin planimetrarea suprafeţelor parţiale dintre curbele principale. Cu datele obţinute se construieşte o histogramă pe care sunt trecute altitudinile, pe ordonată şi suprafeţele, pe abcisă.

Studiul curbelor hipsografice este important pentru a preciza unele aspecte legate de evoluţia paleogeografică a bazinului. Pot reliefa o serie de trepte morfologice legate de evoluţia reliefului şi ajută la determinarea volumului de material erodat în decursul evoluţiei geomorfologice, dacă se cunoaşte de la ce nivel iniţial a pornit evoluţia bazinului în cauză.

Curbele hipsografice se pot determina în unităţi procentuale sau absolute şi permit o mai bună comparare a bazinelor cu mărimi diferite.

x. *Densitatea reţelei hidrografice (descrierea ramificaţiilor reţelei hidrografice* ori *densitatea de drenaj)*

Exprimă raportul dintre lungimea reţelei de râuri şi canale şi suprafaţa bazinului lor. Densitatea reţelei hidrografice este o caracteristică ce oglindeşte gradul de fragmentare a reliefului, dar în acelaşi timp şi un foarte bun indicator al condiţiilor de formare a curgerii.

BCU UNIVERSITY LIBRARY

Acest parametru a fost caracterizat ca fiind raportul dintre lungimea sectoarelor de văi (l) dintre confluențele care au loc pe râul principal și pe afluenții mai importanți și numărul sectoarelor măsurate (k) (Penck, 1894):

$$h = \frac{l}{k}.$$

O altă interpretare, de data aceasta corectă, afirmă că densitatea rețelei hidrografice, dintr-un bazin dat, reprezintă raportul dintre lungimea rețelei de râuri și suprafața bazinului respectiv:

$$D = \frac{L}{F}\left[\frac{km}{km^2}\right].$$

unde:

D = densitatea rețelei hidrografice $\left[\frac{km}{km^2}\right]$;

L = lungimea rețelei de râuri de pe suprafața considerată (km);

F = suprafața considerată (km^2).

Densitatea rețelei hidrografice este rezultatul acțiunilor combinate a mai multor factori:

ΔA = diferența dintre altitudinea maximă și cea minimă a suprafeței (L);

q = debitul specific al apei scurse pe versanți (LT^{-1});

k = factor de eroziune ($L^{-1}*T$);

ρ = densitatea apei scurse de pe versanți (ML^{-3});

μ = vâscozitatea dinamică ($ML^{-1}T^{-1}$);

g = accelerația gravitației (LT^{-2}).

Acești factori pot fi combinați în următoarea relație:

$$D = \frac{1}{\Delta A} * \varphi\left(q * k_s \frac{q * \rho * \Delta A}{\mu}, \frac{q^2}{g * \Delta A}\right).$$

unde:

φ = funcție scalară care pentru o rețea hidrografică dată poate fi studiată pe baza variabilelor și corectată cu formula densității.

Prin densitatea rețelei hidrografice, în general, se înțelege numai rețeaua permanentă, iar pentru densitatea de drenaj și rețeaua temporară.

O nouă formulă a densității de drenaj ține cont atât de cursurile permanente, cât și de cele temporare de cel mai mic ordin (Horton, 1945). Pentru calculul densității de drenaj este obligatoriu să se considere lungimea tuturor formelor negative care, având un talveg elementar, au capacitatea de a orienta și organiza curgerea:

$$D_d = \frac{l_1 R_c^{x-1}\left(\rho^{x-1}\right)}{F(\rho - 1)}.$$

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Sunt şi formule care încearcă să simplifice relaţia Horton (Zăvoianu, 1972) devenind mai operative:

$$D_d = \frac{L}{F} = \frac{L_s\left(1 - R_l^s\right)}{F\left(1 - R_l\right)}.$$

Izoliniile care au aceeaşi valoare de densitate poartă denumirea de izodense. Ele ilustrează dezvoltarea reţelei hidrografice pe regiuni naturale cu condiţii diferite.

Pentru teritoriul României au fost calculate densităţile pe bazine de ordinul III şi IV, după sistemul Neuman şi metoda izodenselor. Valorile obţinute oscilează între 0,5-0,10 km/km^2 în Bărăgan, 1,2 km/km^2 în Munţii Făgăraş şi Munţii Apuseni etc. (Buta, 1983).

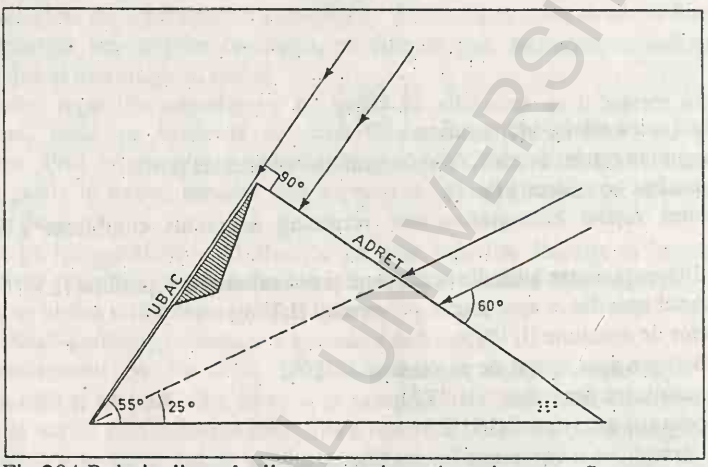


Fig.294 Relaţia dintre înclinarea razelor solare şi topografie

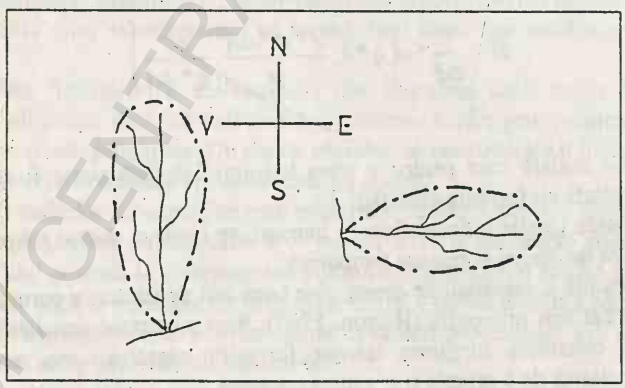


Fig.295 Orientarea bazinelor hidrografice

z. *Indicele de împădurire*

Învelişul vegetal din cadrul bazinului trebuie să fie cunoscut atât ca valoare globală, cât şi ca mod de repartizare. Pe baza hărţilor de specialitate, mai ales a celor topografice, se

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pot calcula indicii suprafeţelor împădurite, procentul suprafeţelor cultivate agricol, al păşunilor naturale etc.

Pentru bazinele hidrografice de munte, indicele (sau coeficientul) de împădurire reprezintă un interes economic deosebit şi se exprimă prin raportul:

$$Coef.de.impadurire = \frac{Supraf.impadurita}{Supraf.baz.hidro.}.$$

y. *Orientarea bazinelor hidrografice*

Orientarea poate influenţa topirea zăpezilor, de unde şi apariţia apelor mari în reţea. Două bazine hidrografice situate în zonele de munte sau deal, orientate diferit, vor avea, în condiţii climatice identice, regimuri ale apelor mari (de primăvară) diferite. Pentru un bazin alungit pe direcţia N-S, versanţii vor fi expuşi razelor solare în mod alternativ (fig.294) şi nu în mod continuu ca pentru bazinele direcţionate pe aliniamentul E-V (fig.295).

Pe sectoarele cu altitudini mai mari devine necesar să se cunoască şi direcţia vânturilor dominante prin stabilirea graficului de direcţie şi frecvenţă.

11.Regimul hidrologic al râurilor

Hidrografia zonelor climatice este rezultatul îmbinării factorilor genetici ai scurgerii lichide (temperatura, precipitaţiile, evapotranspiraţia), a raportului dintre aceştia şi condiţiile geologice (tectonica, litologia, evoluţia paleogeografică), precum şi configuraţia reliefului (munţi, podişuri, câmpii). Cea mai ridicată densitate a reţelei hidrologice se dezvoltă în zonele ecuatorială şi tropicală umedă; media se dezvoltă în zonele temperate cu influenţă oceanică şi musonică, dar şi zona subpolară; cele mai mici valori sunt în zonele aride, reci şi calde (Gâştescu, 1998).

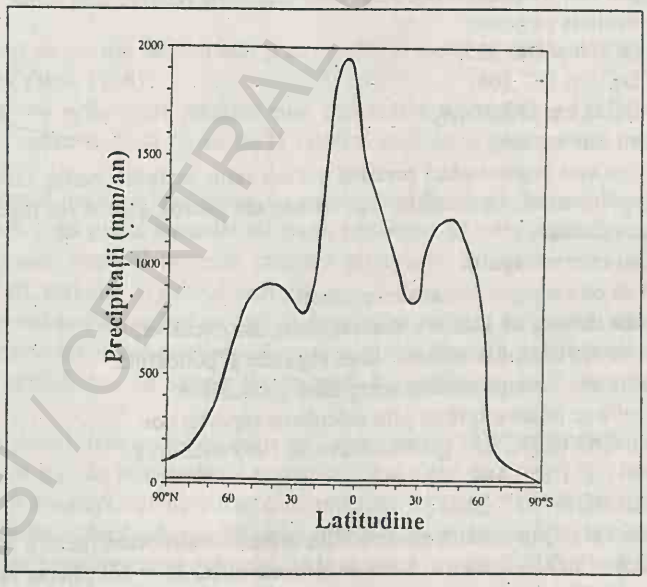


Fig.296 Distribuţia precipitaţiilor în funcţie de latitudine

Temperatura cunoaşte o foarte bună zonalitate şi etajare. Scăderea temperaturii medii anuale de la ecuator la poli nu cunoaşte acelaşi gradient termic deoarece izoterma medie de 0^0C urmăreşte paralela de 69^0 în emisfera sudică şi pe cea de $40\text{-}55^0$ în cea nordică. Mersul izotermelor medii anuale demonstrează clar diferenţierea temperaturilor pe care le deţin continentele şi oceanele.

Amplitudinea temperaturilor medii anuale este de 5^0C în zona intertropicală, cca.15-60^0C în emisfera sudică şi $40\text{-}50^0$C în cea nordică.

Faţadele occidentale ale continentelor primesc continuu aer umezit, în timp ce sectoarele centrale ale uscaturilor sunt seci. În regiunile foarte înalte, la latitudini mari, temperaturile coborâte fac ca precipitaţiile sub formă solidă, chiar dacă sunt reduse, să permită păstrarea stratului de zăpadă de la un an la altul. La latitudini mijlocii cu altitudini mici, cea mai mare pondere o au precipitaţiile lichide. Evaporaţia este foarte ridicată în zona caldă. Precipitaţiile din sectoarele nisipoase ale zonei calde pot atinge şi valori de 50 mm (fig.296).

Precipitaţiile prezintă contraste foarte mari de la o zonă climatică la alta. Cele mai importante cantităţi de precipitaţii cad în zona ecuatorială şi sectorul sud-estic al Asiei: de la 1.500-2.000 mm până la 8.000-12.000 mm. În regiunile polare precipitaţiile scad la valori <100 mm.

Noţiunea de regim hidrologic respectă realitatea spaţiu-timp hidrologic. Regimul hidrologic este răspunsul temporal al bazinului versant la regimul climatic. În acest caz trebuie studiate: diferitele tipuri de debite; diferitele tipuri de scurgere în acelaşi loc, repartiţia lor şi evoluţia în timp; diferitele tipuri de regimuri, repartiţia şi evoluţia în spaţiu etc.

În analiza regimului hidrologic trebuie să se ţină seama de tipul scurgerii şi variabilitatea debitelor. Modul de variaţie a debitului într-un an şi de la un an la altul constituie o ultimă caracteristică a fiecărui regim.

Un regim este considerat ponderat când ecarturile relative sunt slabe:

-între debitele extreme;

-între DC 10 şi DC 355;

-între DC 1 şi DC 364;

-între DC 0,1 şi DC 364,9;

-dacă nu este excesiv.

Un regim este regulat când prezintă acelaşi retur periodic, ciclic, cu aceleaşi caractere ale etiajului, apelor mari, inundaţiilor etc. Sezoanele hidrologice revin regulat în fiecare an, aproape la aceeaşi dată:

-dacă nu ester neregulat.

Se pot da ca exemple următoarele situaţii:

-cursurile de origine glaciară sunt regulate, dar excesive;

-cursurile din câmpiile oceanice sunt regulate şi ponderate;

-cursurile mediteraneene sunt neregulate şi excesive.

Ponderaţia se poate exprima prin calcularea raporturilor:

-raportul DC 10/DC 355 (pentru Rhine în 1959 este 3,7);

-raportul DC 1/DC 364;

-raportul DC 0,1/DC 364,9;

-raportul Qxx/Qnn maxim maximorum/minim minimorum (pentru Ardèche la Vallon este de 7500/2,5 = 3000 – excesiv; Loire la Roanne 9000/35 = 260; Seine la Paris 2500/14 = 180 – ponderat; Rhône la Lyon 7000/150 = 47; Rhine la Rheinfelden 3000/272 = 11; Zair 65000/24000 = 2,7 – ultra ponderat).

Regularitatea se poate exprima prin curbele debitelor lunare, potrivit frecvenţelor specifice.

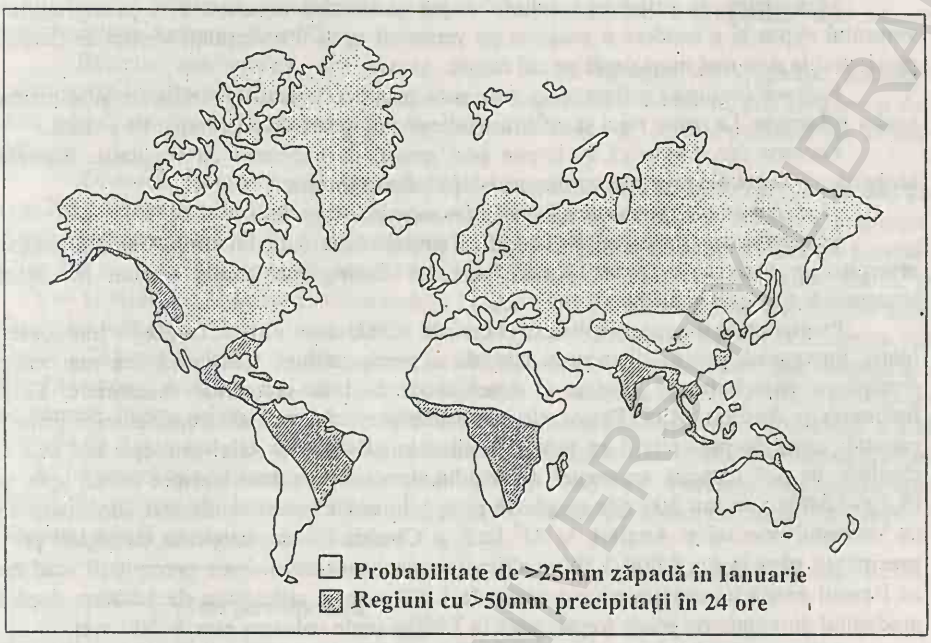


Fig.297 Distribuția ploilor torențiale și existența stratului de zăpadă de peste 25mm în luna ianuarie

după Newson, 1994

În raport cu poziția latitudinală și cu condițiile locale se deosebesc 6 tipuri de regimuri pluviometrice (Viers, 1968):

a. *Regimul ecuatorial* prezintă ploi convective constante cu valori de peste 1.500-2.000 mm. Se remarcă două maxime, la interval de 6 luni, generate de trecerea Soarelui la zenit.

b. *Regimul tropical occidental* cu secete mari iarna și ploi vara în timpul musonilor sau când se manifestă ploile instabile ale zonei convergenței intertropicale.

c. *Regimul tropical oriental* prezintă alternanțe ale vânturilor și ploilor aduse de ciclonii tropicali, mai ales în timpul toamnei.

d. *Regimul mediteranean* cu ploi de front polar pe timp de iarnă și secete vara.

e. *Regimul temperat-continental* cu precipitații frontale, relativ rare iarna, precipitații bogate vara amplificate de convecția termică în condițiile unei instabilități ale aerului (fig.297).

f. *Regimul temperat-oceanic* cu manifestare pe sectoarele occidentale ale continentelor, cu ploi de front polar și precipitații mai slabe vara.

Factorii orografici și morfologici au repercusiuni asupra factorilor climatici.

Altitudinea determină modificarea precipitațiilor de la cele lichide la cele solide. Limita zăpezilor permanente se schimbă de la ecuator la poli: 5.000m la ecuator, 3.000m lat. de 45^0 și 0m la cei doi poli. Precipitațiile cresc odată cu altitudinea, până la o anumită limită, după care încep să scadă. La latitudinea României precipitațiile cresc cu 50-100 mm/100m altitudine.

Masivitatea şi orientarea reliefului pot determina o creştere a precipitaţiilor pe versantul expus şi o scădere a acestora pe versantul opus. Pe versanţii vestici ai Carpaţilor, precipitaţiile sunt mai mari decât pe cei estici.

Factorii litologici influenţează scurgerea prin coeficientul de infiltrare şi alimentare a apelor subterane. La pante mici şi infiltrare ridicată scurgerea de suprafaţă este redusă.

Factorii biogeografici se impun prin gradul de acoperire cu vegetaţie. Suprafeţele acoperite cu vegetaţie prezintă o scurgere uniformă şi constantă.

11.a.Hidrologia sistemelor fluviale din zona intertropicală

Se desfăşoară între 30^0 lat.N şi S. Temperaturile sunt tot timpul anului ridicate şi precipitaţiile variază în limite foarte largi. Se disting mai multe regiuni hidrografice: ecuatorială, tropicală şi aridă.

Precipitaţiile au valori ridicate, uneori de >3000 mm. Poziţia catenelor muntoase este foarte importantă pentru distribuţia spaţială a precipitaţiilor. Cantitatea cea mai mare de precipitaţii caracterizează Africa şi America de Sud în sectoarele ecuatoriale, Filipine, Indonezia şi Antilele Mici. Sectoarele sud-estice şi nord-estice ale continentelor primesc o cantitate mare de precipitaţii ca urmare a alizeelor. Sud-estul Asiei primeşte cea mai mare cantitate de apă datorită existenţei musonului de vară care bate dinspre ocean spre uscat (8.000-12.000 mm sau 300 zile cu ploaie pe an). În unele locuri contrastele sunt foarte mari: pe versantul oriental al Anzilor, la 23^0 lat.S şi Câmpia Chaco, acoperite cu păduri primesc precipitaţii până la cca.2.000-2.500m altitudine; peste această valoare precipitaţii scad brusc. În Hawaii există un maxim pluviometric de 8.000 mm la altitudinea de 1.000m, după care gradientul pluviometric scade treptat până la 3.000m unde valoarea este de 500 mm.

Alimentarea râurilor se realizează din ploi şi pe cale subterană; pe areale foarte mici apar şi surse glaciare (Africa, America de Sud). Se deosebesc o regiune ecuatorială şi două tropicale.

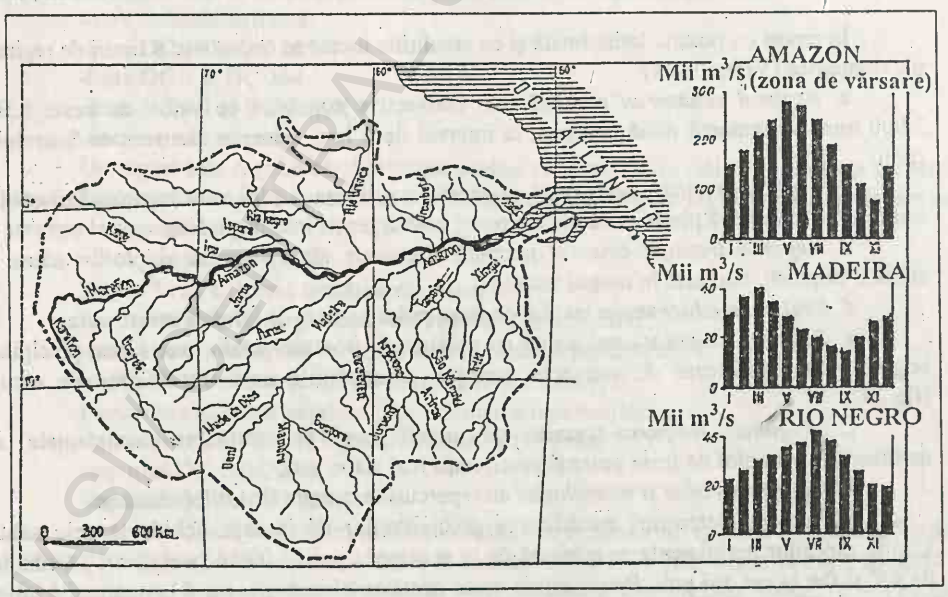


Fig.298 Reţeaua hidrografică a Amazonului şi hidrograful debitelor

11.a.1.Regiunea ecuatorială cuprinde marile bazine hidrografice din interiorul continentelor: Amazon, Zair (Congo).

Reţeaua hidrografică este foarte deasă şi în regiunile cu altitudine scăzută se favorizează înmlăştinirea. Afluenţii prezintă albii largi şi mulţi dintre ei, prin lungime şi debit, sunt adevărate fluvii. Drenează suprafeţe foarte extinse, de câteva milioane de kilometri pătraţi.

Amazonul îşi colectează afluenţii de pe o suprafaţă de 6.150.000 km^2 (7.180.000 km^2) (fig.298). Lungimea bazinului, pe direcţia est-vest, este de 6.000 km. Izvoarele se găsesc în Anzii Peruvieni, masivul Sf.Ana (4.300m), în Lacul Copilului unde îşi au obârşia Ucayali şi afluentul acestuia Apurimaç (la cca.150 km de Oceanul Pacific). Izvorul Amazonului, prin Ucayali şi afluentul Apurimaç, a fost stabilit în anul 1941 de Bertram Floronoy. Gurile acestui fluviu au fost stabilite de Vicente Janéz Pinzon în anul 1500, fiind denumite de acesta "Mar Dolce" ("Marea Dulce"). Sectorul superior al Amazonului este cunoscut sub denumirea de Rio Maranon. La ieşirea din munţi intră în Câmpia Amazon pe care o drenează până la gura de vărsare. Pentru prima oară a fost străbătut de conchistadorul Francesco de Orelana în 1547. Numele de *Amassona*, dat de băştinaşi, semnifică "distrugătorul de bărci". Amazonul propriu-zis se formează la confluenţa celor doi mari afluenţi Ucayali şi Marañon, care confluează la Nauta, în amonte de localitatea Iquitos; până la unirea cu apele fluviului Rio Negro (la Manaus) poartă denumirea de Solimões.

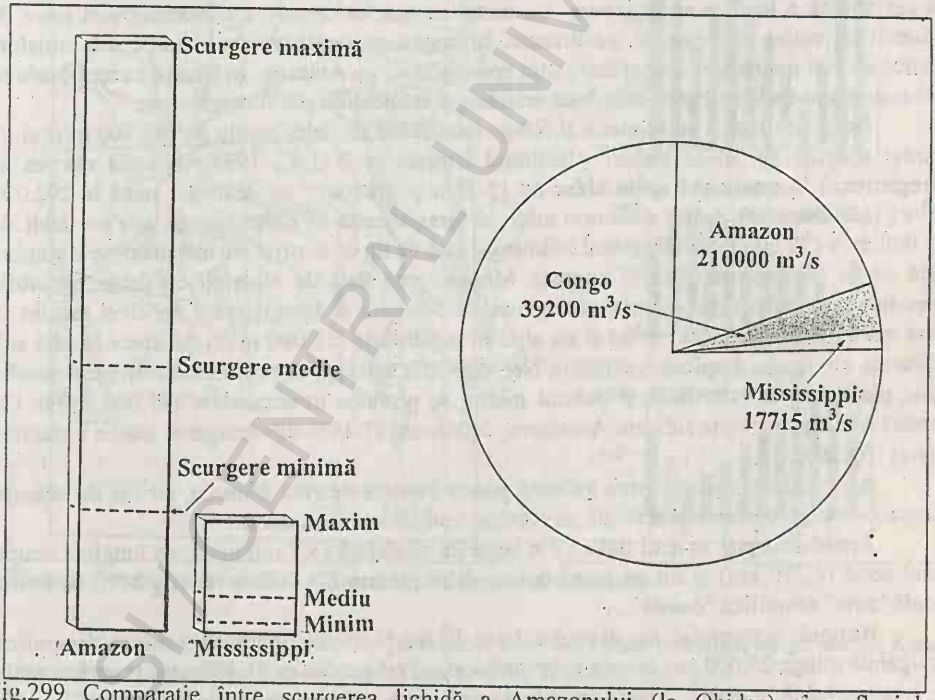


Fig.299 Comparaţie între scurgerea lichidă a Amazonului (la Obidos) şi a fluviului Mississippi (la Vicksburg) (stânga) şi procentul pe care-l deţine acesta, în privinţa debitului, faţă de toate celelate fluvii (dreapta)

Primul afluent important de pe dreapta este Ucayali. Amazonul cu Ucayali adună apele a 1.100 afluenţi importanţi (unii dintre ei au peste 2.000 km lungime). Organismele

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

respective, luate separat, alcătuiesc cele mai mari cursuri din lume şi pot rivaliza cu fluviile cele mai mari: Zair, Chang Jiang, Obi etc. Pe dreapta mai primeşte alţi afluenţi de mari dimensiuni: Jurua (1.600 km), Purus (1.980 km), Madeira (împreună cu afluentul Mamore 3.220 km), Tapajos (1.780 km), Xingu (1.980 km) etc. De pe stânga colectează apele altor afluenţi: Iapura, Rio Negro (2.260 km) care împreună cu Rio Brancos deversează în Amazon un debit echivalent cu Zairul, cu toate că bazinul lor hidrografic este de cca.4 ori mai mic (Pişota, 1995).

Amazonul este cunoscut şi sub denumirea de "colosul de ape" deoarece el îşi măreşte albia de la 1 km la confluenţa cu Rio Napo până la 25 km după confluenţa cu Madeira. Se varsă în Oceanul Atlantic printr-o gură de tip deltă estuariană cu o lăţime de 200 km şi o lungime de 350 km.

La gura de vărsare se manifestă fenomenul cunoscut sub numele de "pororoca"; el se desfăşoară în timpul fluxului mareic şi determină ridicarea apelor spre amonte până la o distanţă de cca.1.000 km.

Regimul hidrologic este influenţat de climatul zonei. Bazinul hidrografic se desfăşoară de o parte şi de alta a ecuatorului în proporţii aproape egale. Predomină un climat cald şi umed, cu temperaturi medii ce nu scad $<20^0$C şi precipitaţii de cca.2.300 mm. Suferă influenţele climatului ecuatorial şi subecuatorial din cele două emisfere. Debitul rămâne relativ constant tot timpul anului deoarece când plouă în emisfera nordică nu cad precipitaţii în cea sudică 6 luni pe an şi invers. Cu toate acestea, ca urmare a numărului mai mare de afluenţi pe care-i primeşte de pe dreapta, în august-septembrie, când râurile din emisfera sudică au mai puţină apă, se pot înregistra ape mai mici pe Amazon. În situaţii excepţionale se pot suprapune apele mari din cele două emisfere şi inundaţiile pot fi catastrofale.

După confluenţa cu Madeira şi Xingu totalizează un debit mediu de 180.000 m^3/s şi un modul specific de 30-32 $l/s/km^2$ (Institutul Hidrologic S.U.A., 1994). Nivelul maxim se înregistrează în mai, când apele cresc cu 15-20m şi provoacă un debit de până la 292.000 m^3/s (312.000 m^3/s). Apele cele mai mici se înregistrează în noiembrie şi dau un debit de 80.000 m^3/s (70.000 m^3/s). Regimul hidrologic este de tip ecuatorial, cu ape maxime o singură dată pe an (din martie până în august). Maxima este dată de afluenţii cu debite variabile specifice climatului subecuatorial şi tropical. Pe Madeira se înregistrează un nivel maxim în luna martie (35.000-40.000 m^3/s) şi un altul în septembrie (15.000 m^3/s) deoarece se află sub influenţa climatului tropical sudic. Rio Negro se află sub influenţa climatului tropical nordic când ploile cad în luna iulie şi debitul minim se produce în decembrie (45.000 m^3/s). Ca urmare a scurgerii foarte ridicate Amazonul deţine cca.17-19% din scurgerea medie a râurilor Terrei (fig.299).

Afluenţii care au culoarea galbenă poartă numele de *rios brancos*, iar cei de culoare neagră *rios negros*. Cantitatea totală de aluviuni este de cca. 1 mld.t/an.

Zairul (Congo), este al doilea din lume ca suprafaţă (3,7 mil.km^2), ca lungime ocupă locul nouă (4.370 km) şi tot pe locul doi ca debit maxim (75.000 m^3/s) (fig.300). În limba locală "*zair*" semnifică "coastă".

Bazinul hidrografic se dezvoltă între 9^0 lat.N şi 12^0 lat.S. Reţeaua hidrografică navigabilă atinge 25.000 km lungime. Izvorăşte din Podişul Shaba (1.500m) şi poartă numele de Lualaba până la portul Kisangani, iar de aici până la vărsarea în Oceanul Atlantic, este cunoscut sub numele de Zair sau Congo. Denumirea de Congo a fost dată de europeni în secolul al XV-lea. Cea mai importantă parte a bazinului a fost stăpânită de Belgia şi era cunoscută sub denumirea de "Congo belgian" până în 1960 când regiunea s-a transformat în Republica Congo (Zair).

În drumul său străbate un relief foarte variat; pe cei peste 4.000 km cursul Zairului prezintă cinci sectoare distincte din punct de vedere hidrologic:

- de la izvoare până la prima întretăiere cu ecuatorul, fiind pe cea mai mare parte navigabil;
- sectorul de repezişuri şi cascadele dispuse între portul Kisangani şi confluenţa cu Aruwimi, cunoscut sub numele de "cascadele lui Stanley";
- sectorul depresiunii tectonice a Zairului, desfăşurat între confluenţa râului Aruwimi şi oraşul Kinshasa; este navigabil pe întregul său traseu (1.700 km), densitatea reţelei hidrografice este foarte mare ("piaţa de adunare a apelor"), viteza de curgere este redusă şi lăţimea albiei atinge 40 km;
- sectorul Munţilor de Cristal, pe o distanţă de 280 km; apele străbat 32 de cascade cunoscute sub numele de "Cataractele lui Livingstone";
- sectorul câmpiei litorale, navigabil până la gura de vărsare care se prezintă sub forma unui vast estuar de 90 km lungime; albia propriu-zisă a fluviului se extinde cu încă 800 km în largul Oceanului Atlantic, până la adâncimi de 1.300m.

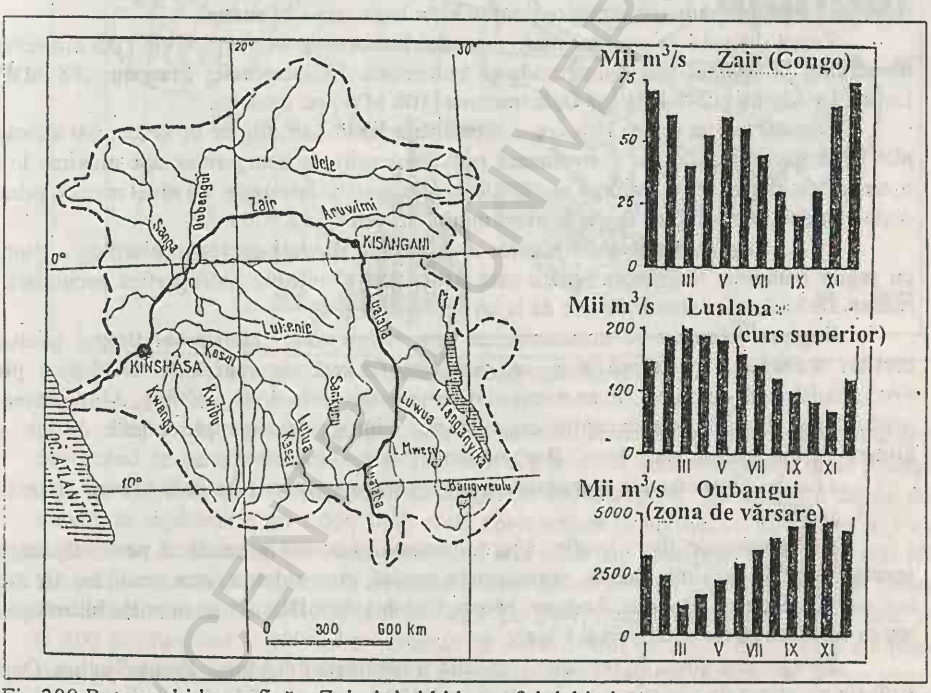


Fig.300 Reţeaua hidrografică a Zairului şi hidrograful debitelor

Cei mai importanţi afluenţi de pe dreapta sunt Oubangui şi Sanga, iar pe stânga Kasai împreună cu sistemul său (Lukenie, Sankuru, Kwibu, Wamba, Kwango).

Regimul hidrologic se află sub influenţa climatului ecuatorial şi subecuatorial. Temperatura medie din cadrul bazinului situat în climatul ecuatorial este situată între 23-25^{0}C şi precipitaţiile se situează între 1.500-2.000 mm.

Lualaba prezintă un regim hidrologic pluvial de nuanţă tropical australă. Nivelul maxim se înregistrează în februarie-martie, cu debite de 190-200 m^3/s. Cele mai mici niveluri se produc în noiembrie-decembrie, cu debite de 70-80 m^3/s. Spre aval, regimul hidrologic

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

devine din ce în ce mai complex fiind influenţat de climatul ecuatorial. De la Kisangani (Stanleyville) şi până la vărsare îşi schimbă numele în Zair (Congo).

Debitul mediu al Zairului este în jur de 41.300 m^3/s sau 44.900 m^3/s (minim 20.000 m^3/s sau 29.000 m^3/s şi maxim de 75.000 m^3/s sau 60.000 m^3/s). Apele cu nivel maxim principal se înregistrează în decembrie şi cele cu nivel maxim secundar în mai. Nivelul minim principal se manifestă în august-septembrie, iar cel minim secundar în martie. Apele dulci ale fluviului se pot prelungi până la 75 km depărtare de ţărmul Oceanului Atlantic. Debitul solid al Zairului este mic, comparativ cu debitul său lichid, el fiind doar de 50 mil.t/an.

În sectorul aval, Zairul primeşte şi cei mai importanţi afluenţi: Oubangui, Sanga (dreapta) şi Kasai (stânga).

Râul Oubangui, la confluenţa cu Zairul, deţine ape cu nivel maxim în octombrie, cu debit de 5.000 m^3/s. Nivelul minim se înregistrează în martie, cu debit de 1.200-1.500 m^3/s. Prezintă caracteristicile regimului hidrologic tropical boreal.

Râul Kasai, cu un bazin aproape circular, deţine un debit de cca.10.000 m^3/s, adică un modul specific de 11 $l/s/km^2$. Nivelul maxim al apelor se înregistrează în martie, iar cel minim în august. Prezintă caracteristicile regimului hidrologic tropical austral.

Zairul dispune de cel mai mare potenţial hidroenergetic de pe Glob (1/5 din resursele mondiale), în bazinul său construindu-se numeroase hidrocentrale: Francqui (68 MW) pe Lufira, Le Marinel (248 MW) şi Delcommune (108 MW) pe Lualaba.

Ogooué are un regim hidrologic asemănător cu al Zairului, de tip ecuatorial african. Se află pe teritoriul Gabonului şi evoluează printr-un regim de scurgere cu ape maxime în mai-iunie şi octombrie; apele minime se manifestă în august şi februarie. La nivel maxim principal deţine un debit de 8.500 m^3/s, iar la nivel minim un debit de 2.000 m^3/s.

11.a.2.Regiunea tropicală include organismele fluviale cu regim hidrologic simplu şi cu regim complex. Scurgerea apelor este temporară şi reţeaua hidrografică secundară este redusă. Debitele sunt foarte variate de la un anotimp la altul.

Regimul climatic se caracterizează prin temperaturi ridicate tot timpul anului, cu creşteri accentuate în timpul zilei, iar precipitaţiile cad, de regulă, în anotimpul ploios. Precipitaţiile cad, de obicei, în anotimpuri diferite pentru cele două emisfere. Alimentarea este predominant fluvială, cu excepţia organismelor hidrografice complexe care dispun şi de alimentare din gheţari sau zăpezi: Brahmaputra, Indus, Gange etc.

11.a.2.1.Organismele hidrografice din regiunea tropicală boreală (Africa şi Asia de S şi SE)

- *Organismele fluviale din Africa tropicală boreală* prezintă o perioadă lungă de secetă. Debitele maxime, pentru organismele simple, sunt ridicate vara, mai ales în august-septembrie: Senegal, Benoue, Logone, Mono, Gambia etc.. Dintre organismele hidrologice cu regim complex se remarcă: Nil şi Niger.

Senegal este situat în regiunea tropicală şi izvorăşte din Munţii Fouta Djallon. După ce străbate un sector de câmpie, pe o lungime de 1.430 km, se varsă în Oceanul Atlantic. Are un bazin hidrografic cu o suprafaţă de 440.000 km^2 şi este drenat de mulţi afluenţi cu scurgere temporară.

Regimul hidrologic este tipic tropical, cu două sezoane pluviometrice. Sezonul ploios se manifestă în iulie-noiembrie, când fluviul atinge 4.000 m^3/s. Seceta se face simţită din decembrie până în mai, perioadă în care Senegalul seacă aproape în totalitate pe cursurile superior şi mijlociu.

Într-o situaţie asemănătoare se află şi râul Mono din Togo, care timp de 5 luni seacă complet.

Nigerul este al treilea fluviu ca dimensiune de pe continentul African, izvorăşte din Munţii Fouta Djalon şi se varsă în Golful Guineei prin intermediul unei vaste delte. Are o lungime de 4.160 km şi drenează un bazin hidrografic de 2,1 mil.km^2 (fig.301).

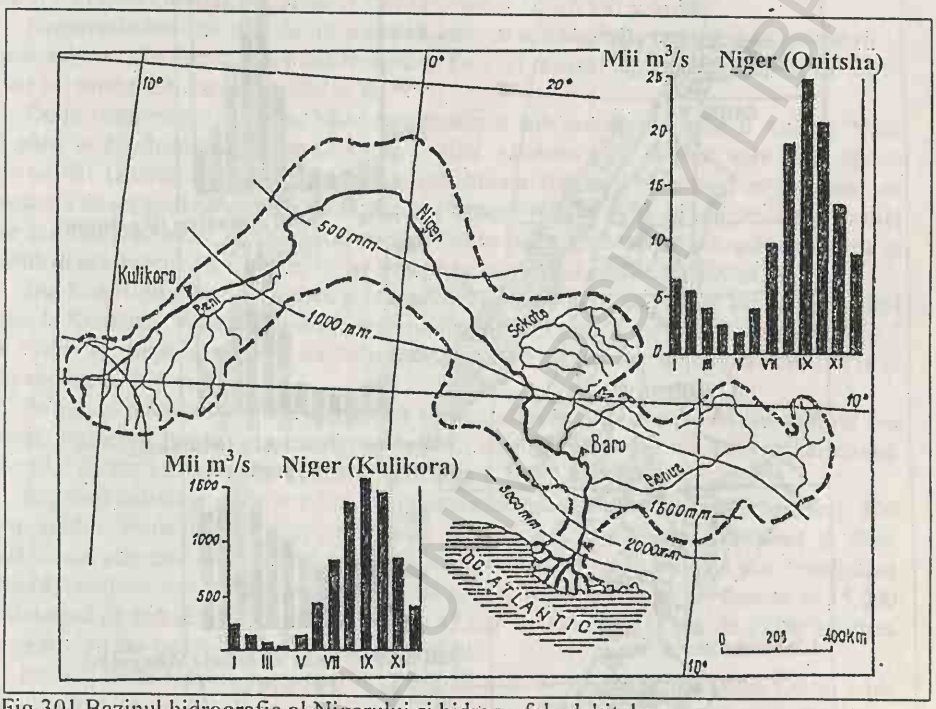


Fig.301 Bazinul hidrografic al Nigerului şi hidrografele debitelor

Deţine un regim hidrologic complex. Debitul se modifică rapid din amonte spre aval depinzând de sursele de alimentare şi durata acestora. Pe cursul superior, unde precipitaţiile sunt de 1.500-2.000 mm, regimul hidrologic este tipic tropical. La Kulikoro deţine un debit maxim în septembrie, cu 1.550 m^3/s şi un debit minim în aprilie, cu 50-100 m^3/s. Pe cursul mijlociu se face simţită influenţa climatului arid saharian. Precipitaţiile sunt de 400-500 mm şi cad, în cea mai mare parte, în decembrie. Spre cursul inferior capătă un caracter permanent. Precipitaţiile cresc de la 1.000 la 3.000 mm. La Baro, înainte de a primi apele râului Benoue (1.400 km lungime, 3.400 m^3/s) prezintă un debit mediu de 2.500 m^3/s; după confluenţa cu Benoue debitul creşte la 7.000 m^3/s. În apropierea deltei, regimul hidrologic deţine ape mari în septembrie, cu 25.000 m^3/s (30.000 m^3/s) şi ape ponderate în mai, cu 2.000 m^3/s. Debitul solid este apreciat la cca.67 mil.t/an.

Delta Nigerului deţine o suprafaţă de 24.000 km^2 şi este de tip rotunjit, fiind cea mai mare de acest gen din Africa şi a 13-a în lume. La Kandji, pe cursul inferior, s-a construit o hidrocentrală cu o putere de 310 MW.

Nilul este cel mai lung fluviu al Globului cu 6.690 km şi îşi are izvoarele în Munţii Virunga (Mfumbiio). Se varsă în Marea Mediterană printr-o deltă cu o suprafaţă de 12.500 km^2 (22.000 km^2), după ce a străbătut şesul Sudanului şi deşertul Nubiei (fig.302).

Curge pe direcţia sud-nord, în sensul meridianului de 31^0 long.E, traversând mai multe regiuni cuprinse între 30^0 lat.S şi 31^0 lat.N.

BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

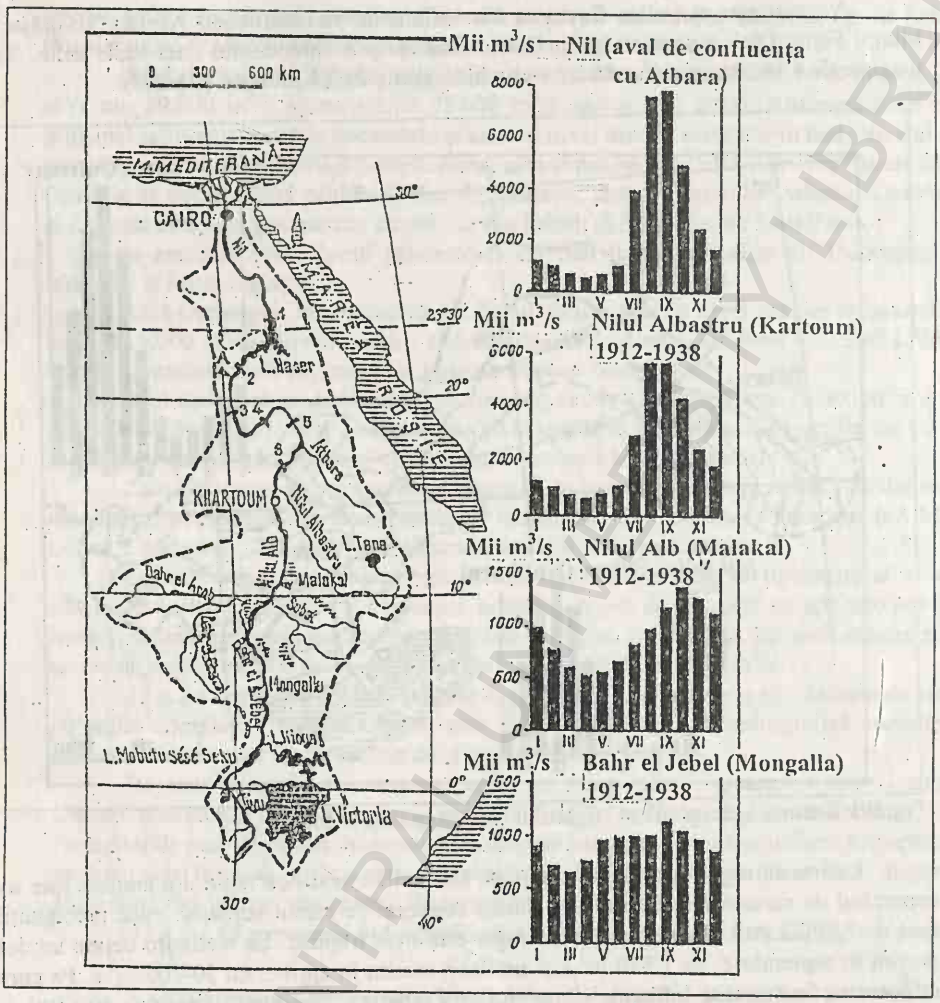


Fig.302 Bazinul hidrografic al Nilului și hidrograful debitelor

Din toate timpurile, egiptenii l-au considerat "zeul umidității". Herodot a afirmat că "Egiptul este un dar al Nilului". Pe întregul său parcurs Nilul poartă mai multe denumiri. Râul Kagera, cel mai important afluent al lacului Victoria, este considerat ca fiind izvorul Nilului. Germanul Burkhard Waldeker, în 1938, descoperă un alt afluent al lacului Victoria, mai lung, pe care-l consideră cel mai sudic izvor al Nilului; în acest caz Nilul deține două izvoare prin intermediul râurilor Kisumu și Kagera. Din Lacul Victoria se naște un emisar care deversează în lacul Kioga unde poartă numele de Nil-Victoria. După ce iese din lacul Kioga se dirijează în lacul Mobutu Sésé Seko (actualmente Albert) și poartă denumirea de Nilul Somerset (se află cascada Murchison cu o cădere de 40m). Din lacul Mobutu intră în șesul Sudanului.

Regimul hidrologic din sectorul superior este de tip ecuatorial, cu două niveluri maxime inegale ca mărime, în aprilie și noiembrie și două niveluri minime inegale, în ianuarie și iulie.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pe cursul mijlociu, până la confluența cu Sobat, Nilul este cunoscut sub denumirea de Bahr el Jebel ("Fluviul Muntelui") și străbate pragurile "Fola". Bazinul hidrografic dă naștere unui mare "nod hidrografic" ("piață de adunare a apelor") unde primește ca afluenți pe: Bahr el Ghazal ("Fluviul Gazelelor"), Bahr el Zaraf ("Fluviul Girafelor) și Sobat.

Regimul hidrologic este de tip subecuatorial, cu ape mari din mai până în noiembrie și ape ușor scăzute din decembrie până în aprilie. Debitul maxim din decembrie este de 1.150 m^3/s, iar cel minim din martie de 630 m^3/s.

De la confluența cu Sobar, Nilul este cunoscut sub numele de Bahr el Abiad ("Nilul Alb") până la confluența cu Bahr el Azrak ("Nilul Albastru") de la care, spre aval, poartă numele de Nil. Ultimul afluent mai important este Atbara. Regimul hidrologic este tropical, cu ape maxime în septembrie și minime în aprilie. Debitul Nilului Alb, ca urmare a evaporației intense și a scurgerii lente, înregistrează creșteri foarte slabe. La Malakal scurgerea maximă se manifestă în octombrie, cu 1.380 m^3/s, iar scurgerea minimă în aprilie, cu 500 m^3/s.

După ce Nilul primește Atbara și Nilul Albastru debitul de apă crește substanțial. Nilul Albastru la Khartoum dețin ape mari în septembrie, cu 7.175 m^3/s, iar în aprilie scade de 12,5 ori, la 570 m^3/s. După confluența cu Atbara deține ape mari în septembrie, cu 8.970 m^3/s și mici în aprilie, cu 570 m^3/s.

Pe cursul inferior Nilul nu mai deține nici un afluent important deoarece străbate cea mai aridă regiune a lumii. În acest sector bazinul hidrografic deține cel mai scăzut modul specific (0,9 $l/s/km^2$) și debitul mediu oscilează între 2.500-2.800 m^3/s.

Regimul hidrologic este tropical, cu nuanță excesivă: 8.000 m^3/s în septembrie și 500 m^3/s în aprilie. Panta Nilului între Khartoum și Assouan este foarte accentuată și albia prezintă 6 cataracte care îngreunează navigația. La Assouan, de unde Nilul nu mai beneficiază de afluenți, debitul mediu este de 2.600 m^3/s, cel minim de 500 m^3/s, iar cel maxim de 15.000 m^3/s. Volumul de apă scurs anual a variat de la 45 km^3 în 1913 la 112 km^3 în 1916; valoarea medie pentru 40 ani este de 84 km^3 (Gâștescu, 1998).

Practic, delta Nilului începe de la prima bifurcație, din dreptul orașului Cairo, unde cursul principal se desprinde în două brațe: Damietta la est și Rosetta la vest. Regiunea deltaică a fost intens transformată și aproape întregul teritoriu este utilizat în agricultură.

În 1962 s-au finalizat barajul și hidrocentrala de la Senner pe Nilul Albastru, iar în 1966 barajul și hidrocentrala de la Khashm El Guirba pe Atbara. În 1970 s-a încheiat construcția barajului și hidrocentralei de la Assouan. Barajul are o înălțime de 11m și lungime de 3.600m; lacul de acumulare, cunoscut sub numele de Nasser, situat în spatele său, are o suprafață de 4.000 km^2 și se întinde pe cca.500 km. Apele lacului de acumulare sunt folosite la irigarea unei suprafețe de 350.000 ha. Hidrocentrala are o putere instalată de 2.100 MW (identică cu cea de la Porțile de Fier I) și a fost dată în folosință în 1970.

Ca urmare a construcțiilor cu caracter hidrotehnic ridicate pe Nil sau afluenți, după anul 1970 cantitatea de aluviuni a scăzut considerabil deoarece acestea sunt reținute în spatele barajelor. Dacă la fiecare revărsare Nilul depunea aluviunile în larga-i albie minoră, astăzi fenomenul nu se mai repetă și solul este din ce în ce mai sărăcit. Egiptului nu i se mai potrivește zicala "dar al Nilului".

- *Râurile din sudul și sud-estul Asiei* prezintă bazine hidrografice de mari dimensiuni, extinse în spațiul mai multor unități de relief. Alimentarea este influențată de ploile musonice și taifunuri. În cursul superior alimentarea se face din topirea ghețarilor sau zăpezilor. Regimul hidrologic al râurilor tropicale prezintă un nivel maxim în sezonul vară-toamnă (august, septembrie, octombrie), iar nivelul minim primăvara (martie).

Fluviul Roşu (Song Hong Ha) îşi are izvoarele în Podişul Yunnan. Lungimea totală este de 830 km şi se varsă în Golful Tonkin prin intermediul unei delte care deţine o suprafaţă de 13.000 km^2 (15.000 km^2) (fig.303).

Cel mai important afluent este Fluviul Negru şi curge paralel cu Fluviul Roşu. Bazinul hidrografic are o suprafaţă de 100.000 km^2 şi este dezvoltat uniform. Debitul specific este oscilant şi prezintă un modul specific de 8-12 l/s/km^2 în decembrie-aprilie şi un altul de 115 l/s/km^2 în august.

În perioada ploilor musonice de vară (iunie, iulie, august) debitul creşte vertiginos în sectorul de deltă la 11.500 m^3/s; precipitaţiile de iarnă sunt foarte reduse şi Fluviul Roşu înregistrează un debit de 800 m^3/s (Pardé, 1969).

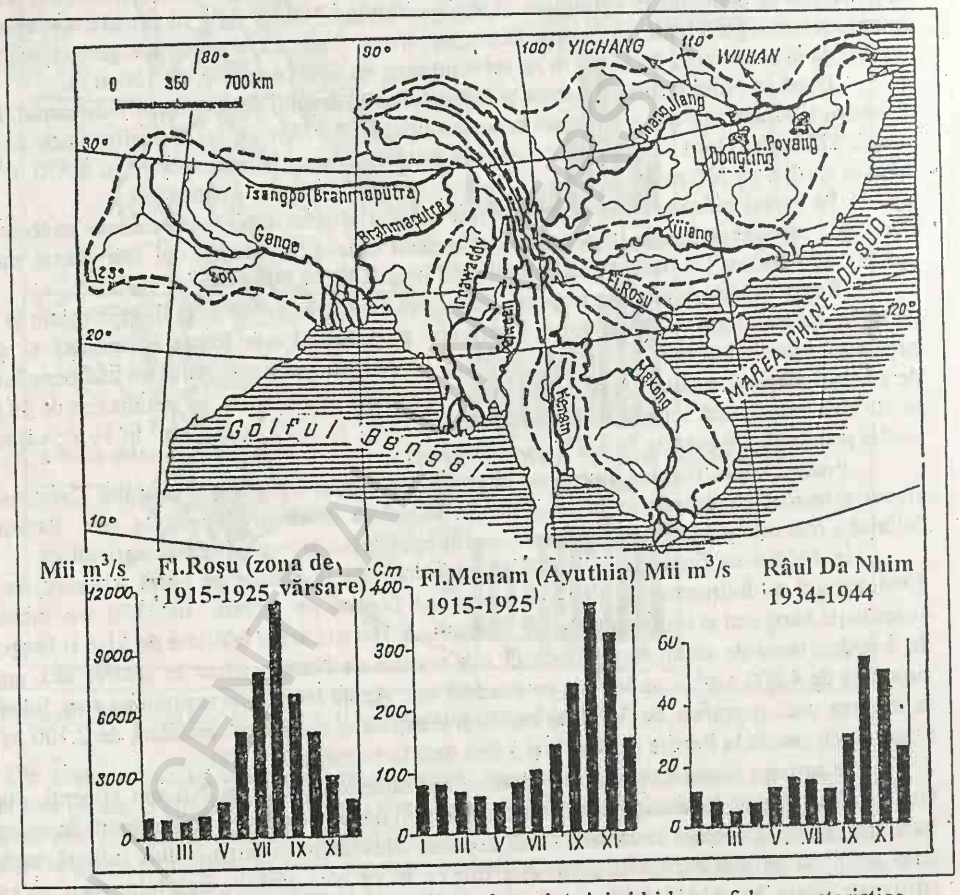


Fig.303 Principalele bazine hidrografice din sud-estul Asiei şi hidrografele caracteristice

Menam (Mae Nam Pung) izvorăşte din Munţii Kuntan. Străbate o întinsă zonă de câmpie şi se varsă în Golful Thailandei prin intermediul a trei braţe principale şi o multitudine de alte artere secundare. Se desfăşoară pe direcţia meridianului de 100^0 long.E şi are o lungime de 800 km.

Majoritatea afluenţilor provin de pe partea stângă din podişurile Laos şi Kort; bazinul hidrografic însumează o suprafaţă de 150.000 km^2.

BCU MS CENTRAL LIBRARY

Regimul hidrologic este de tip tropical, asemănător, într-o oarecare măsură, cu cel al Fluviului Roşu numai că de data aceasta se manifestă cu un decalaj de 2 luni. Nivelul maxim al apelor se manifestă în octombrie şi este de 4m, iar cel minim în mai şi este de 40-50 cm (Guilcher, 1979).

Chang Jiang (Iangtz – Fluviul Albastru) îşi are izvoarele într-un circ cu gheţari şi zăpezi din Munţii Kuku Shili, la 4.700m altitudine. Pe direcţia sud-est traversează mai multe lanţuri muntoase (Tangha, Xizang) până în dreptul localităţii Lijiang unde face un cot pe direcţia Mării Chinei Orientale. Are o lungime de 5.530 km şi un bazin hidrografic cu suprafaţa de 1.726.000 km^2.

Cursul superior prezintă o vale îngustă, cu adâncimi de 1.000-2.000m, presărată cu numeroase cataracte, repezişuri, defilee sau canioane întrerupte de bazinete largi.

Sistemul muntos Sino-Tibetan şi Yunnan este străbătut în cursul mijlociu, fiind cunoscut sub numele de "Trei Defilee": Chutang, Wu şi Silling cu o lungime totală de 200 km. În acest sector fluviul traversează Bazinul Roşu (gresii roşii) şi de la Chongoing până la Yichang curge printr-o vale adâncă de 1.000m cu aspect de chei. În acest sector fluviul are o putere energetică impresionantă fapt pentru care China construieşte cea mai mare hidrocentrală de pe Terra, cu o putere instalată de cca.17.000-18.000 MW.

Cursul inferior cuprinde sectorul dintre Yichang până la gura de vărsare (Marea Chinei Orientale). Lunca (dintre Munţii Huaiyang şi Munţii Chinei de Sud) este extrem de largă, cu lacuri de mari dimensiuni pe dreapta (Dongting, Poyang, Tai) care reprezintă supape de siguranţă în timpul revărsărilor (lacuri de deversare sau de preaplin). În amonte de Nankin fluviul intră în Marea Câmpie Chineză unde prezintă un traseu foarte sinuos. La vărsare formează o deltă cu suprafaţa de 66.600 km^2 (locul 4 pe Glob).

Regimul hidrologic prezintă o nuanţă tropicală, fiind influenţat de musoni şi taifunuri. Vara, în sezonul ploios, fluviul prezintă un debit de 32.000 m^3/s. Debitul specific are valori de 15,8 l/s/km^2 (Yichang) şi 17,6 l/s/km^2 (Nankin). La Yichang debitul mediu maxim se înregistrează în iunie, cu 24.000 m^3/s, iar debitul minim se produce în februarie, cu 3.000 m^3/s. La Wuhan apele cele mai mari sunt în august, cu 28.000 m^3/s şi cele mai scăzute în ianuarie, cu 4.600 m^3/s.

În perioada ploilor musonice se suprapun, uneori şi ploi rezultate din manifestarea taifunurilor. În acest caz debitele sunt foarte mari şi inundaţiile frecvente. În 1931 şi 1935, la Wuhan, în urma unor ploi ciclonice, s-au înregistrat debite de 75.000-80.000 m^3/s, inundând o suprafaţă de 317.000 km^2.

Indusul (Sindh) izvorăşte din Munţii Gangri (Kailas) din Himalaia, la o altitudine de 4.700m. Are o lungime de 3.180 km şi un bazin hidrografic cu 834.000 km^2 (fig.304).

Este un fluviu de tip himalaian, cu regim hidrologic tropical, unde ploile musonice şi rezervele de zăpadă care se topesc în acelaşi sezon asigură o scurgere bogată.

În cursul superior curge pe direcţia est-vest printr-o vale adâncă care dispune de o serie de defilee cunoscute sub numele de "Porţile Himalaiene". În nodul orografic format de vf.Nanga Parbat (8.126m) Indusul îşi adânceşte puternic albia şi face un cot spre sud-vest până la vărsare. Alimentarea este predominant nivo-glaciară cu ape mari vara (iulie-august).

În cursul mijlociu albia se lărgeşte, are caracter transversal şi drenează, împreună cu afluentul Jhelum, bazinul Kaşmirului. Cei mai importanţi afluenţi provin din munţii Hindukuşi şi Munţii Mahaban.

În cursul inferior străbate Câmpia Punjab (Panjab) ("Ţara celor cinci râuri") şi Câmpia Indusului. În Câmpia Punjab primeşte ca afluent Sutlejul. De la Sukkur în aval se ramifică într-o serie de braţe care dau naştere unei delte cu suprafaţa de 29.500 km^2 (locul 7 pe Glob) (Romanescu, 1995).

În cursul superior şi mijlociu deţine un debit de apă ridicat şi prezintă o scurgere medie specifică între 9-11 l/s/km^2. Sistemul de afluenţi deţine un debit specific situat între 27-41 l/s/km^2. În bazinul Punjab, Indusul prezintă un debit de 6.400 m^3/s. În câmpiile din sud, ca urmare a climatului arid, pierde o parte din debit.

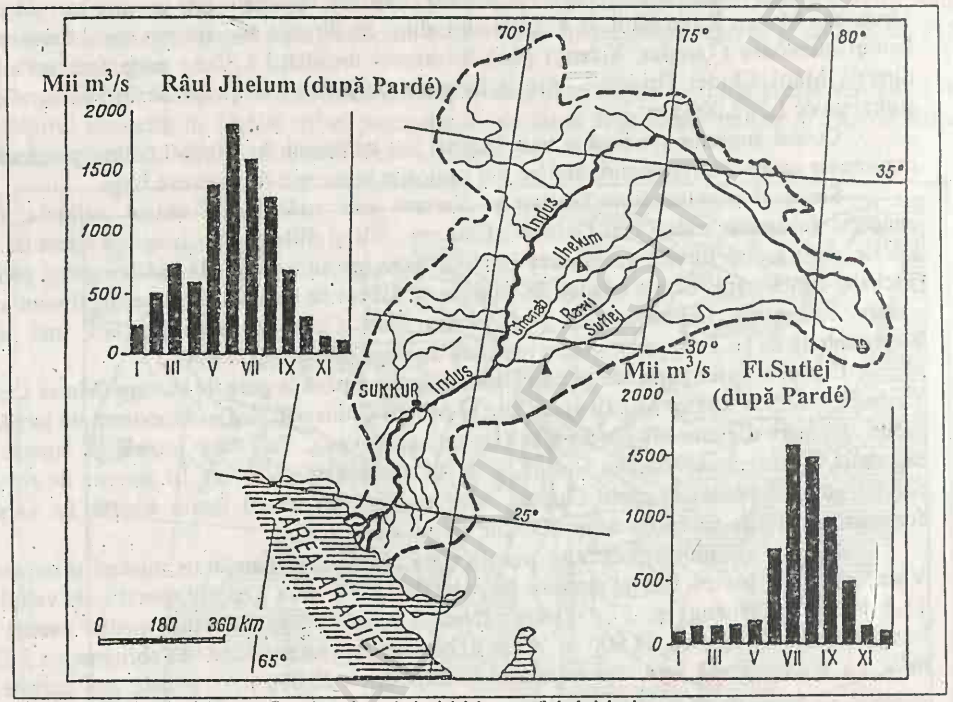


Fig.304 Bazinul hidrografic al Indusului şi hidrograful debitelor

Pe afluentul Jhelum apele maxime se produc în iunie, cu 1.900 m^3/s, deoarece se topesc zăpezile şi cad ploile de primăvară. Debitele minime se produc în decembrie şi sunt de 100 m^3/s. Acest afluent şi tot sistemul hidrografic din cursul superior, aparţin regimului tropical cu alimentare nivo-glaciară. În restul bazinului, mai ales pe Sutlej, nivelul maxim se produce în iulie-august, cu debit pe Sutlej de 1.600 m^3/s. debitele minime se produc în ianuarie-februarie si au valori de 100-80 m^3/s. În cursul superior prezintă alimentare nivo-glaciară, iar în celelalte două un regim tropical-musonic cu alimentare din ploi.

Gange şi Brahmaputra izvorăsc din Munţii Himalaia şi se varsă în Golful Bengal printr-o deltă cu suprafaţa de 105.600 km^2 (locul 2 pe Glob) (Romanescu, 1995).

Gange (Ganga) izvorăşte dintr-o peşteră situată în nord-vestul Munţilor Himalaia, la 4.200m altitudine. Valea superioară este cunoscută sub numele de Bhaghirata şi prezintă caracter torenţial până la intrarea în Câmpia Gangelui. În cursul mijlociu, de la Hahabad spre est, preia apele unor afluenţi care curg aproximativ paralel cu el: Gogra, Gandak, Yamuna, Kosi etc. din Munţii Himalaia, dar şi Son din Munţii Satpura. Înainte de a se vărsa în Golful Bengal prin braţul Padma (Padda – "Floarea de lotus"), se varsă în Brahmaputra (Jamuna) sub denumirea de Meghna. Are o lungime de 2.597 km, un debit mediu de 14.000 m^3/s şi un bazin hidrografic de 1,06 mil.km^2.

Sistemul fluviatil al Gangelui, în cursul mijlociu şi inferior, are un regim hidrologic de tip pluvial-musonic; în cursul superior scurgerea apelor are un caracter moderat, cu alimentare glacio-nivală, dar şi pluvială.

În august se produc apele cele mai mari, cu debite maxime de 20.000-28.000 m^3/s, din care 1.200 m^3/s provin din topirea gheţarilor (4,3-5%) (Pardé, 1969).

Brahmaputra (Tsangpo – "Purificatorul") are o lungime de 2.909 km, un bazin hidrografic cu suprafaţa de 670.000 km^2 şi este navigabilă pe 1.300 km. În cursul superior traversează podişul Tibetului pe direcţia vest-est. Sursele de alimentare sunt reprezentate de topirea zăpezilor şi gheţarilor. În dreptul meridianului de 95^0 long.E formează un cot puternic în rocile dure din Munţii Namcha Barawa (7.750m), după care se îndreaptă spre sud. În cursul mijlociu curge pe direcţia est-vest, traversând Câmpia Assam unde, în perioada ploilor, albia se transformă într-o adevărată "mare". Înainte de intrarea în Câmpia Gangelui îşi schimbă direcţia spre sud şi poartă denumirea de Jamuna până la confluenţa cu Padma.

Regimul hidrologic prezintă o alimentare pluvial-musonică, cu debit mediu de 26.000 m^3/s (20.000 m^3/s), iar la vărsare, împreună cu Gange, deţine un debit de 40.000 m^3/s.

Printre alte fluvii specifice acestui sector mai pot fi amintite: Mekong, Irrawaddy, Salween, Xijiang (Sikiang) etc. toate cu regim hidrologic în care predomină alimentarea pluvial-musonică.

11.a.2.2.Organismele hidrografic din regiunea tropical australă

Sunt specifice Africii de Sud, Americii de Sud şi Australiei de Nord şi Nord-Est. Deţin acelaşi regim hidrologic ca cele din emisfera nordică numai că de data aceasta apare un decalaj de 6 luni.

Cele mai importante regiuni tropicale aride sunt: Kalahari (Africa), Atacama (America de Sud), centrul şi vestul Australiei etc.

- *Râurile din Africa tropicală australă* formează organisme fluviale cu lungimi mari şi sunt tributare Oceanului Atlantic şi Oceanului Indian. Anotimpul secetos este mai accentuat şi se desfăşoară din mai până în octombrie; anotimpul ploios ţine din decembrie până în aprilie.

În condiţiile unor temperaturi ridicate (maxime de 40-50^0C) şi a precipitaţiilor scăzute (<250 mm) nu se poate vorbi de o reţea hidrografică permanentă ci doar de una temporară, cu scurgeri întâmplătoare doar în perioada ploilor torenţiale (uneori şi la intervale de 20-30 ani).

Zambezi, împreună cu afluenţii lui, formează cel mai tipic organism hidrografic tropical cu regim de alimentare modest. Izvorăşte din Podişul Ba-Lunda (Angola). Are o lungime de 2.660 km şi străbate o regiune alcătuită, în cea mai mare parte, din podiş, cu precipitaţii reduse (600-1.100 mm) şi indice ridicat de ariditate. Cu toate că dispune de un bazin hidrografic mare (1,33 mil.km^2) afluenţii săi prezintă debite mici. Cursul superior mai este cunoscut şi sub numele de Liba. Până la cataractele Gonya străbate o depresiune mlăştinoasă, după care, până la cascada Victoria, trece printr-o serie de bazinete şi câteva repezişuri: Ngambwe, Katima (primeşte apele afluenţilor Theobo, Luanginga, Kabompo).

Sectorul mijlociu se desfăşoară între cascada Victoria (Masiao Touniya – "Fumul tunător"; 120m cădere) şi cataractele Quebrabasa. Prezintă o vale adâncită cu potenţial hidroenergetic ridicat: la Kariba s-a amenajat cel mai mare lac de acumulate de pe Glob, cu 280 km lungime, care alimentează o hidrocentrală de mare putere. Cei mai importanţi afluenţi sunt: Gaai, Kafue, Lungwa.

Cursul inferior se desfăşoară în Câmpia Mozambicului. Se varsă în Oceanul Indian printr-o deltă cu suprafaţa de 7.200 km^2.

În cursurile superior şi mijlociu prezintă un debit specific foarte redus, de 2,9 $l/s/km^2$ (Guilcher, 1979). La vărsare prezintă un debit de 3.000 m^3/s. Apele maxime se manifestă în

aprilie (pe unii afluenţi în mai); evoluţia întârziată a nivelurilor maxime este legată de scurgerea lentă a apelor în depresiunea mlăştinoasă.

Este navigabil pe cursul inferior şi pe afluentul Shira (cu izvoare în Lacul Malawi sau Nyassa).

Orange izvorăşte din Munţii Scorpiei, străbate, pe direcţia est-vest, o regiune cu precipitaţii sărace (medie de 100-150 mm) şi se varsă în Oceanul Atlantic. Regimul hidrografic este de tip tropical excesiv.

Cei mai importanţi afluenţi sunt primiţi în cursul superior (Vaal împreună cu Valasch, Hurst, Modder), după care pe 60% din lungimea sa nu mai primeşte nici un afluent. Bazinul hidrografic însumează o suprafaţă de 960.000 km^2 şi în sezonul secetos debitul este extrem de scăzut.

Limpopo şi *Cunene* au aceleaşi caracteristici hidrologice cu ale fluviului Zambezi.

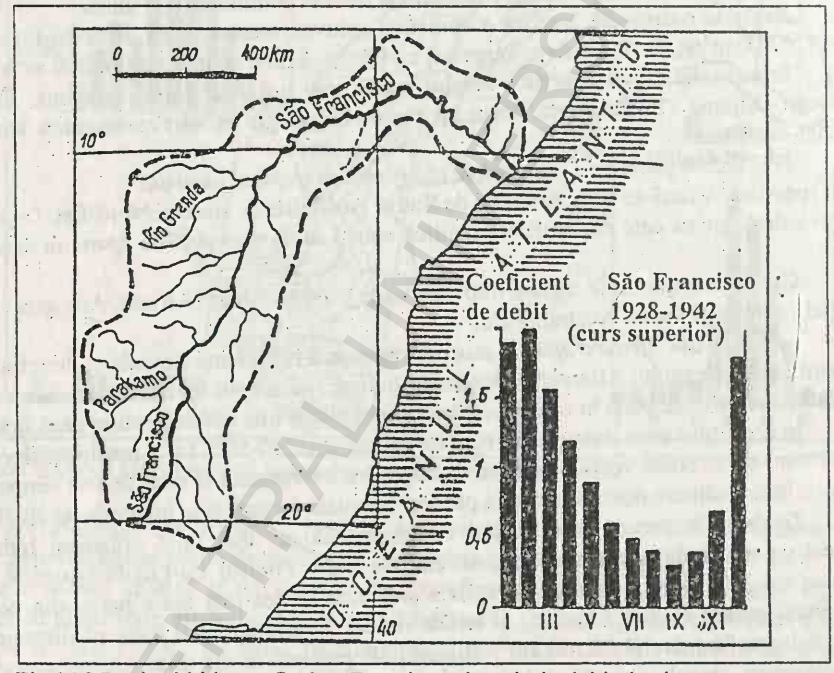


Fig.305 Bazinul hidrografic São Francisco şi evoluţia debitelor lunare

- Râurile din America tropical australă

Sunt răspândite în interiorul continentului, dar şi pe coasta Oceanului Atlantic. Prezintă un regim hidrologic mai complex, comparativ cu omonimele din Africa. Cea mai importantă sursă de alimentare este reprezentată de precipitaţiile estivale care cad în noiembrie-aprilie (cu un maxim în decembrie sau ianuarie); în sezonul hibernal (iulie-august) precipitaţiile sunt reduse. Pe coasta Oceanului Atlantic sunt condiţii climatice diferite: două sau chiar trei maxime pluviografice intercalate de două minime.

São Francisco izvorăşte din Podişul Minas Gerais (Serra Dos Vertentes) şi are o lungime de 2.897 km. Bazinul hidrografic se întinde pe o suprafaţă de podiş şi măsoară 650.000 km^2 (fig.305).

Precipitaţiile din cadrul cursului superior sunt mai abundente (1.000 mm) şi densitatea afluenţilor mai mare: Velhas, Paracama etc. Scurgerea este bogată în ianuarie şi februarie şi scăzută în septembrie.

Pe cursul mijlociu precipitaţiile sunt mai reduse (550 mm) şi debitul se reduce până la extrem în sezonul secetos când apele se înscriu într-un etiaj extrem de scăzut. Regimul hidrologic se înscrie în tipul tropical cu caracter excesiv asemănător cu al fluviilor Orange şi Cunene (Africa).

Cursul inferior este influenţat de climatul costier; în acest caz nivelul maxim al apelor se înregistrează în iulie şi octombrie, iar cel minim în martie şi august.

Paraiba are o lungime de 500 km şi valea intramontană prezintă un aspect longitudinal pe direcţia vest-est (fig.306). Debuşează în Oceanul Atlantic în aval de Campos. Cumpăna de ape este formată de Serra Do Mantiqueira pe stânga şi Serra Do Mar pe dreapta.

Regimul hidrologic este de tip tropical cu nuanţă moderată: apele cu nivel maxim se înregistrează în februarie (1.900 m^3/s) ca urmare a ploilor bogate ce cad în luna decembrie (280 mm); cel mai scăzut debit se înregistrează în septembrie şi este de 400 m^3/s.

Uruguay are o lungime de 1.510 km şi îşi formează izvoarele în Serra Do Mar. Se varsă în Oceanul Atlantic prin estuarul Rio de la Plata. Are un bazin asimetric (325.000 km^2), dezvoltat pe dreapta în proporţie de 90%. Formează graniţa dintre Brazilia, Argentina şi Uruguay.

Apele cu nivel maxim se înregistrează în lunile iunie şi octombrie, iar cele minime în februarie şi august (Guilcher, 1979). Cei mai importanţi afluenţi sunt Jacui şi Rio Negro.

Parana este supranumit "Nilul Americii de Sud". Se formează în plină regiune tropicală şi debuşează într-o regiune subtropicală. Ia naştere din unirea afluenţilor Rio Grande (1.095 km) şi Paranaiba (905 km), amândouă cu izvoarele în Podişul Braziliei, în dreptul localităţii Rubinéia. Se desfăşoară în direcţia nord-sud pe o lungime de 3.700 km (4.036 km) şi prezintă un bazin de 2,88 mil.km^2 (2,66 mil.km^2).

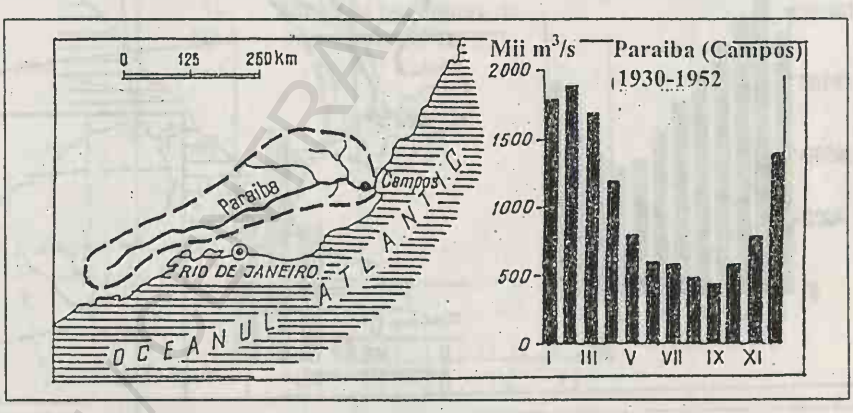


Fig.306 Bazinul hidrografic Paraiba şi evoluţia debitelor lunare

Cursul superior este cunoscut sub numele de Rio Grande şi izvorăşte din Serra Do Mantiqueira. După ce străbate Serra Dos Vartentes intră într-o depresiune înaltă unde preia apele Paranaibei cu debit mai ridicat; din unirea celor două artere se naşte adevăratul fluviu Parana. Până la confluenţa cu Iguaçu se desfăşoară cursul superior. Valea prezintă fie largi bazinete (unde se ramifică în mai multe braţe), fie sectoare cu cataracte şi cascade (Guaiara).

Debitul Paranei este, în mare parte, ridicat, deoarece prezintă numeroşi afluenţi care vin din Serra Paranapiacaba (Tiete, Paranapanema), Podişul Mato Grosso şi Serra de Maracaju.

Parana, în cursul superior, este un fluviu tropical austral: la Puerto Coronel nivelul maxim este atins în ianuarie (4.500 m^3/s), iar cel minim în august (1.400 m^3/s). Pe măsura înaintării spre sud regimul hidrologic intră sub influenţa afluenţilor şi apele cu nivel maxim apar cu o oarecare întârziere: la Porto Guaiara debitul maxim este de 9.800 m^3/s şi se produce în februarie-martie când şi modulul specific este ridicat (14 $l/s/km^2$). Cel mai coborât debit se înregistrează în august (2.200 m^3/s).

Cel mai important afluent din cursul superior este Iguaçu, care izvorăşte din Serra do Mar cu influenţe climatice de nuanţă atlantică, unde regimul pluviometric se menţine la valori de 1.300 – 1.900 mm.

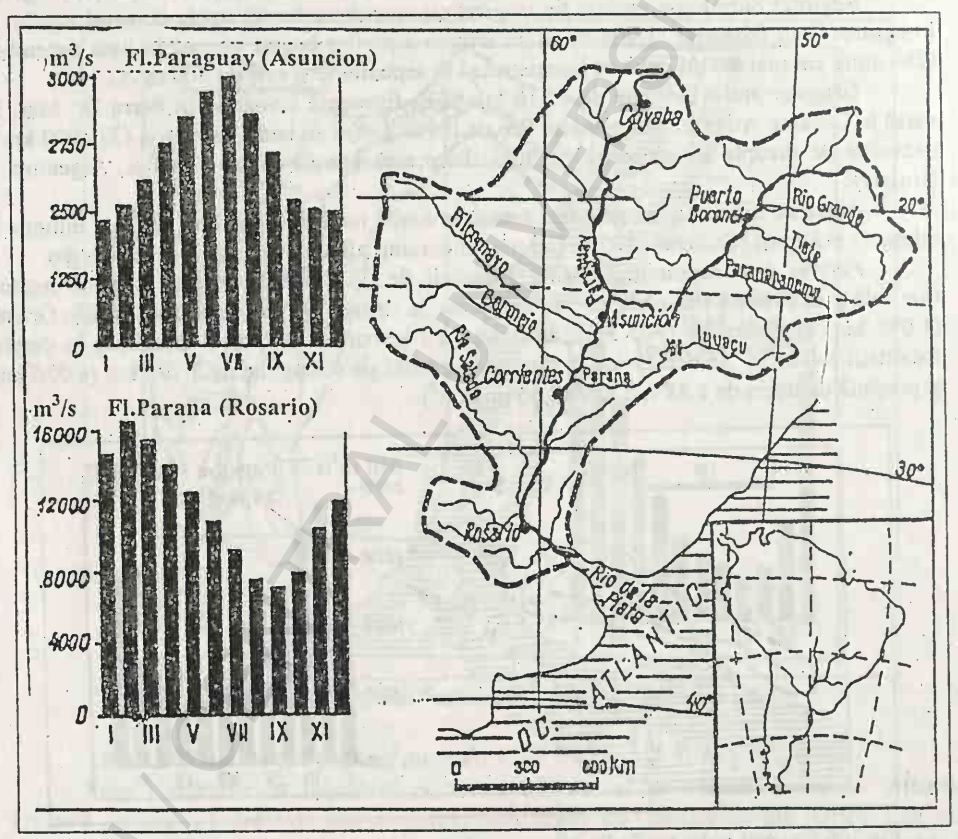


Fig.307 Bazinul hidrografic Parana şi hidrograful debitelor

Iguaçu iese de sub influenţa condiţiilor tropicale şi evoluţia regimului său hidrologic se manifestă ca un proces complex unde apele cu nivelul maxim apar de trei ori pe an: iunie, octombrie şi ianuarie. Între acestea se intercalează ape cu nivel scăzut, mai ales în martie şi decembrie. În general, debitul mediu al fluviului este de 1.200 m^3/s. Înainte de a debuşa în Parana dă naştere cascadei Iguaçu ("Apa mare") care prezintă o cădere de 80m.

BCU MS / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În cursul mijlociu Parana intră în Câmpia La Plata (între Iguaçu şi Corrientes). După ce preia apele fluviului Paraguay, la Corrientes, în februarie, atinge 16.000 m^3/s. Modulul specific, comparativ cu cel din cursul superior, este de doar 8,3 $l/s/km^2$ (Iguaçu prezintă o valoare de 24,7 $l/s/km^2$).

Paraguay este cel mai mare afluent al Paranei şi prezintă o lungime de 2.070 km. Traversează de la nord la sud Câmpia Gran Chaco presărată cu numeroase teritorii mlăştinoase şi sărăturate. Îşi are izvoarele în Podişul Mato Grosso şi dintre cei mai importanţi afluenţi se remarcă: Cuiaba, São, Lourenco, Taquari, Miranda etc.).

Paraguay este un fluviu tropical austral, numai că de-a lungul său regimul hidrologic prezintă unele variaţii datorită influenţei exercitate de orografia locală şi de gradul de ariditate. Cuyaba, se caracterizează printr-un regim tropical tipic, cu ape mari în februarie şi minime în iunie. Paraguay, după ce străbate depresiunea mlăştinoasă Pantanal, unde scurgere este foarte lentă şi albia este puternic meandrată, prezintă, la Asuscion, debit maxim în iulie (4.500-5.000 m^3/s) şi debit minim în ianuarie (fig.307). Întârzierea în creşterea şi scăderea apelor este pusă pe seama scurgerii extrem de lente din Depresiunea Pantanal (Guilcher, 1979).

Parana, în cursul inferior, se desfăşoară prin Câmpia La Plata unde primeşte câţiva afluenţi importanţi: Rio Salado, Rio Saladillo etc. La Rosario, Parana este un fluviu tipic tropical austral: debitul maxim se înregistrează în februarie-martie (16.500-17.000 m^3/s); debitul minim în septembrie (6.300-7.500 m^3/s). La debite foarte mari se pot înregistra şi valori de 30.000-40.000 m^3/s. Volumul anual scurs este de 480 km^3 (împreună cu Uruguay 650 km^3). Debitul solid este de cca.150 mil.t/an şi poate ajunge până la 10 km în larg.

- *Râurile din Australia tropicală*

Prezintă dimensiuni reduse şi un regim de scurgere al apelor de tip tropical pluvial excesiv. Sunt frecvente în statele Queensland şi Teritoriul de Nord.

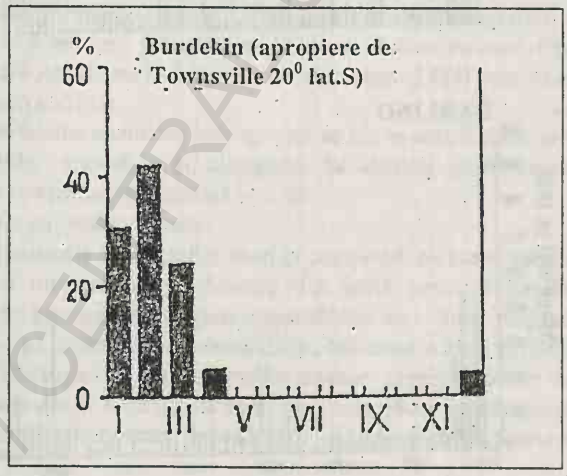


Fig.308 Hidrograful râului Burdekin (Australia)

Nivelul maxim al apelor şi procentul minim de scurgere (41%) au loc în februarie (vara australă). 90% din volumul total de apă se poate scurge în trei luni (ianuarie, februarie, martie) şi restul în decembrie (Burdekin) (fig.308). În restul lunilor scurgerea este foarte redusă (iarna pot seca complet). Pe lângă Burdekin se mai remarcă şi râurile: Roper, Mitchell, Horman, Gilbert, Flinders, Daly etc.

10.a.2.3.Regiunea semiaridă şi regiunea deşertică

Râurile se deosebesc între ele prin evoluţia regimului de scurgere a apelor şi prin gradul de turbiditate.

- *Regiunea semiaridă* deţine organisme hidrografice unde regimul de scurgere al râurilor prezintă variaţii foarte accentuate. Râurile care au un modul specific mai mic de 2 l/s/km^2 şi prezintă un grad foarte ridicat de turbiditate, aparţin regiunilor semiaride: afluenţii râului Colorado din Arizona (0,3 l/s/km^2, turbiditate de 78 kg materiale în suspensie la 1 m^3 apă); Rio Puerco (afluent al Rio Grande del Norte – 0,21 l/s/km^2, turbiditate de 144 kg); râurile din nord-vestul Argentinei, care traversează Câmpia Gran Chaco (turbiditate de 20 kg, debit specific 0,6 l/s/km^2); Ural (1,8 l/s/km^2); Murray-Darling (0,4 l/s/km^2).

Sistemul fluvial *Murray-Darling* deţine un bazin hidrografic de 910.000 km^2 cantonat într-o regiune tipic semiaridă.

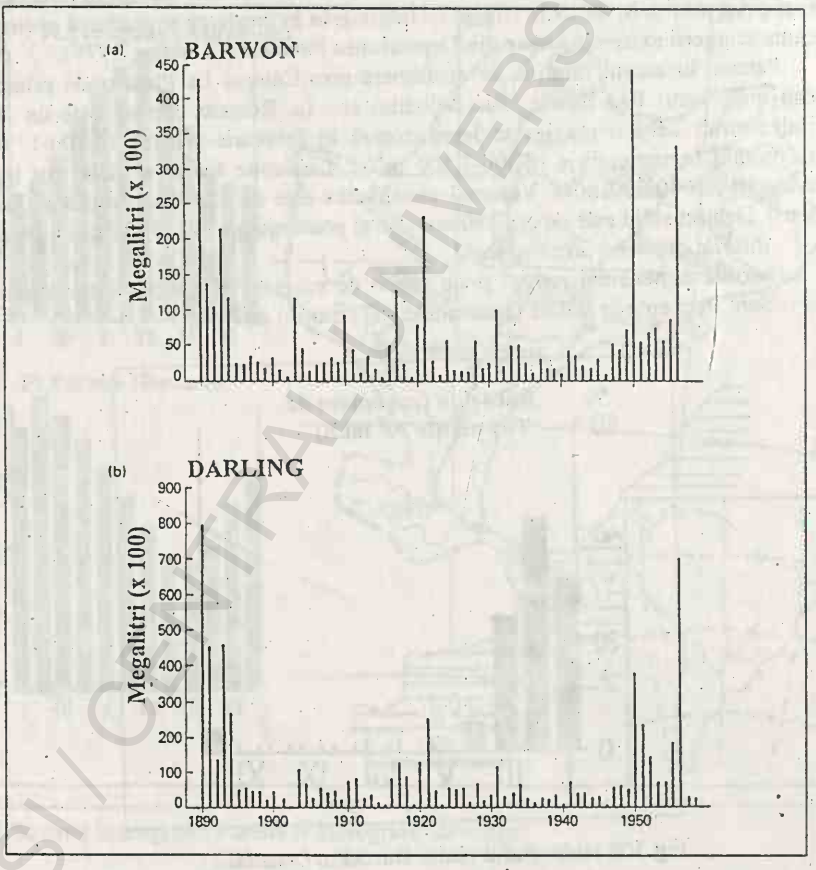


Fig.309 Hidrografele fluviilor Barwon şi Darling

după Marsh, 1988

Darling izvorăşte din Munţii Noii Anglii, are o lungime de 2.000 km şi se varsă în Murray. Nivelul maxim al apelor se înregistrează la sfârşitul primăverii şi începutul verii

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(noiembrie-ianuarie) când pot creşte la valori de 5-10m. În iarna australă (iulie-septembrie) şi toamna, scurgerea este extrem de lentă şi albiile pot seca frecvent (fig.309).

Murray are o lungime de 1.600 km şi se varsă în laguna Alexandrina (Marele Golf Australian). Este navigabil pe 1.000 km şi la gura de vărsare prezintă un debit mediu de 1.900 m^3/s. Prezintă scurgere permanentă datorită afluenţilor numeroşi: Murrumbidgee, Macquarie, Lachlan etc.

- *Regiunea deşertică* prezintă organisme hidrografice unde apa poate lipsi o perioadă foarte lungă de timp, chiar ani. Sunt specifice marilor deşerturi: Sahara, Kalahari, Namib, Rub al Kahal, Australia etc.

Albiile cu caracter temporar poartă denumiri diferite: *ueduri* şi *wadi* în Africa; *enneri* sau *gorgol* în Sahel; *nahr* în Arabia; *daria* în Asia centrală; *gol* în Mongolia; *creekuri* în Australia. Apele acestor organisme pot dispărea în nisip sau pot ajunge în lacuri cu apă sărată (*choturi* sau *şoturi*). În timpul ploilor torenţiale se formează cursuri de apă cu debite, uneori, foarte ridicate: pe uedul Guir (Sahara), în octombrie 1950, la un bazin hidrografic de 20.000 km^2, ca urmare a căderii unei ploi de mare intensitate, s-a format o scurgere cu un debit de 3.000 m^3/s (pe Siret, la Lungoci, în iulie 1970, la un bazin hidrografic de 36.000 km^2, s-a înregistrat un debit maxim de 3.186 m^3/s). Pentru a se produce o viitură în Sahara sunt necesari 30 mm ploaie în 24 ore.

În nord-vestul deşertului australian viiturile au o amploare mai mare.

În regiunile deşertice, în condiţiile unor precipitaţii de 3,4mm la Dakhla (Sahara), nu se poate vorbi de o scurgere propriu-zisă (19 ani de observaţii). Regiunile semideşertice prezintă o scurgere ca urmare a unei cantităţi reduse de precipitaţii: Bahr el Arab în cursul superior şi mijlociu, o parte din afluenţii lui Orange şi Okawango (Africa), Helmand (Podişul Iranului), afluenţii fluviilor Eyre şi Darling (Australia) etc.

11.b.Hidrologia sistemelor fluviale din zonele temperate şi reci

În zonele temperată şi rece se desfăşoară bazine hidrografice cu întinderi uriaşe: suprafeţe de peste 1,5 mil.km^2 (Mississippi-Missouri, Enisei-Angara, Obi-Irtîş, Lena, Amur, Kerulen, Mackenzie-Athabasca); lungimi ce depăşesc 3.000 km (Lena, Enisei, Volga, Mississippi, Missouri etc.) etc.

Pentru departajarea bazinelor hidrografice se iau în calcul următorii parametri: regimul hidrologic, condiţiile orografice şi climatice. Se disting patru regiuni: mediteraneană, temperat-oceanică, temperat-continentală şi aridă.

11.b.1.Regiunea mediteraneană

Include organismele hidrografice mari şi complexe, cu surse variate de alimentare, dar şi organisme strict mediteraneene. Acestea din urmă prezintă lungimi reduse, oscilaţii sezoniere şi anuale pronunţate, creşteri neprevăzute etc. Sunt răspândite în jurul Mării Mediterane, pe coasta Californiei, a statului Chile, sud-estul Africii şi sudul Australiei.

Regimul hidrologic al râurilor mediteraneene prezintă debite mari iarna şi foarte scăzute vara. Ca urmare a aridităţii accentuate unele râuri seacă complet. Debitele medii anuale variază în limite relativ mari, iar undele de viitură se produc foarte rapid, desfăşurându-se violent.

Sursa de alimentare este în funcţie de aşezarea geografică a bazinului hidrografic. În acest caz poate domina sursa pluvio-nivală, pluvială sau nivo-pluvială. Râul Sa Picocca din Sardinia deţine o suprafaţă de 119 km^2; în perioada anilor 1923-1935 a prezentat în timpul verii o scurgere cu debit minim de 0,20 m^3/s, iar iarna un debit de 3,31-3,34 m^3/s (Guilcher, 1979).

Sunt şi situaţii când, pe unele râuri mici, în timpul unor averse extreme, vara se produc creşteri cu caracter catastrofal : Sardinia, Sicilia, Pirineii Orientali, Lanquedoc, coasta

Dalmației, sudul Peninsulei Balcanice, nordul Africii, Munții Capului etc. Viiturile se caracterizează prin amplitudini foarte mari datorate ploilor diluviene. Pentru râurile cu bazine de recepție cu suprafețe între 60-850 km^2 se remarcă viituri cu un coeficient A până la 100-175 (Herault, Tech etc. din Franța). Pe râul Fulmendoza (Sardinia) coeficientul de 133 produs în octombrie 1951, reprezintă un debit de 1.050 m^3/s la un bazin hidrografic de doar 62 km^2 (foto 36).

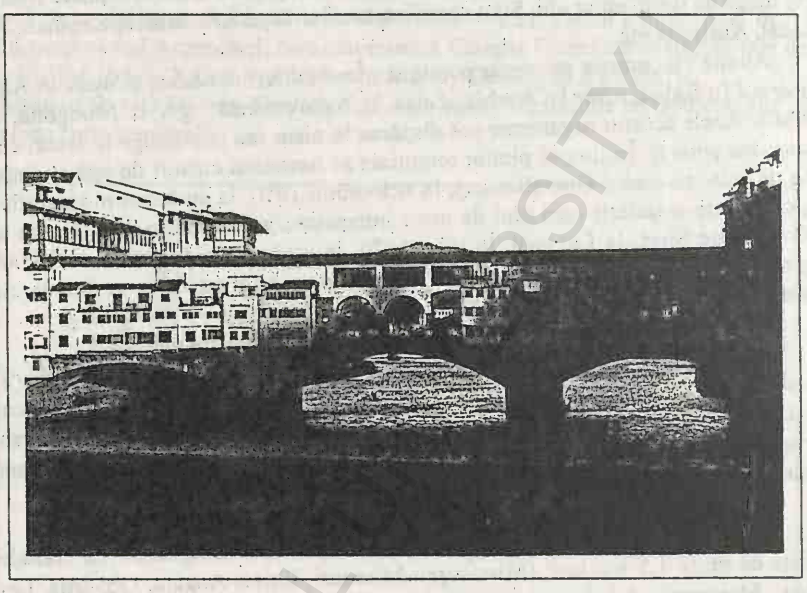


Foto 36 Râul Arno la Florența

Foto Gh.Romanescu

Unele râuri care sunt alimentate din surse pluvio-nivale prezintă un regim de scurgere cu ape mari tot timpul anului: Quipar (Spania), Sakarya (Turcia) etc.

În bazinul mediteranean sunt întinse suprafețe cu relief carstic unde scurgerea apei este mai ponderată și evoluția lor prezintă un caracter relativ regulat: râurile din Apeninii Centrali (Italia), Orientul Apropiat (Liban, Israel, Siria, Iordania) etc. (foto 37).

Râuri cu alimentare glaciară și nivală se găsesc în Pirineii Spaniei și Alpii Franței; în acest caz apele maxime se înregistrează în iulie și august. La râurile cu alimentare nivo-pluvială se înregistrează maxime toamna și primăvara. La râurile cu alimentare pluvio-nivală se înregistrează două maxime în decembrie și martie-aprilie, despărțite de un minim scăzut iarna.

Nera izvorăște din Apeninii Centrali și este afluent al Tibrului. Regimul hidrologic este ponderat, cu ușoare creșteri din februarie până în mai (32-34 m^3/s) datorită ploilor și topirii zăpezilor, după care urmează scăderi lente (23-24 m^3/s) și apoi o altă creștere în noiembrie și decembrie (26-28 m^3/s).

Neretva prezintă un regim hidrologic cu variații accentuate, fiind de tip adriatic. Izvorăște din barierele calcaroase ale Alpilor Dinarici. Sursele de alimentare sunt de natură carstică și pluvio-nivală.

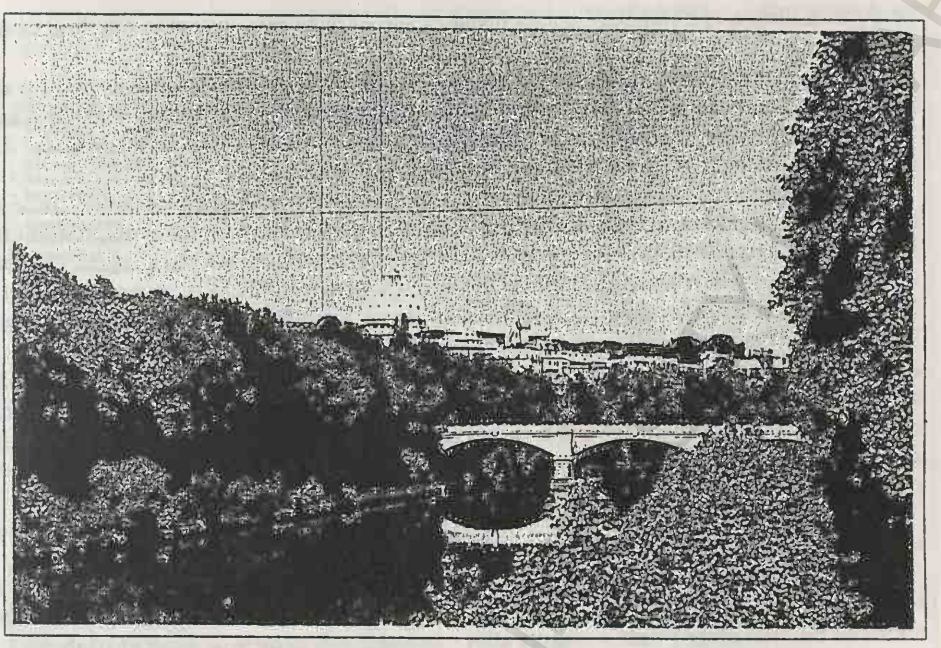


Foto 37 Râul Tibru la Roma

Foto Gh.Romanescu

Neretva, la Metkovic (1923-1940) a înregistrat debite maxime în aprilie (525 m^3/s) şi în noiembrie (550 m^3/s). Cele mai mici debite se înregistrează în august (100 m^3/s) (un minim secundar se formează în februarie (350 m^3/s). La Gabela, unde totalizează o suprafaţă a bazinului de 8.000 km^2, s-a înregistrat un debit de 2.354 m^3/s (1934) (corespunde unui modul specific de 294 $l/s/km^2$).

Australia de Vest prezintă un regim tipic pluvial mediteranean: Onkaparinga, Serpentine etc. Debitele maxime sunt decalate cu 6 luni faţă de cele din emisfera boreală. Nivelul maxim este specific iernii astrale (august-septembrie) şi minim verii australe (decembrie-martie).

Organismele hidrografice complexe de tip mediteranean

Sunt caracteristice mediteranei europene, Asiei sud-vestice, sud-vestul S.U.A. şi prezintă mai multe surse de alimentare deoarece străbat mai multe unităţi de relief: Tajo, Ebro, Duero, Tigru, Eufrat, Sacramento, Helmand, Meanderes etc.

Tajo izvorăşte din Sierra de Gudar (Spania). Are o lungime de 910 km şi un bazin de 80.900 km^2. În Podişul Castiliei primeşte cei mai mulţi afluenţi: Tajuna, Henares, Jarama etc.

Sursele de alimentare sunt de natură pluvio-nivală în cursul superior şi mijlociu şi pluviale şi subterane în cursul inferior. Maxima debitului se înregistrează în februarie şi minima în august-septembrie.

Duero izvorăşte din Munţii Iberici şi îşi adună cei mai numeroşi afluenţi din Podişul Castiliei Vechi (Pysuerga, Carrion, Orbigo, Tormes, Huebra etc.). Debuşează în Oceanul Atlantic în apropierea oraşului Porto. Are o lungime de 700 km, debit mediu de 640 m^3/s şi drenează un bazin hidrografic de 94.000 km^2. În cea mai mare parte a bazinului său

predomină sursele de alimentare pluvio-nivale: apele cu nivel maxim apar în martie şi cu nivel minim în august.

Ebro izvorăşte din Munţii Cantabrici şi se varsă în Marea Mediterană printr-o deltă triunghiulară. Are o lungime de 860 km şi un bazin hidrografic de 84.000 km^2. În Câmpia Aragonului primeşte o mulţime de afluenţi cu regim hidrologic variat: Aragon cu Arga, Gallega, Segre cu Cinca, Tiron, Irequa, Jalon, Martin, Guadalope etc.

În cursul superior prezintă un regim pluvio-nival de nuanţă oceanică. În cursul mijlociu din Depresiunea Aragonului prezintă un regim hidrologic cu evoluţie complexă. Înainte de a primi afluenţii din Munţii Pirinei apele sale tind către un regim de nuanţă oceanică (maxime în februarie şi minime în august-septembrie). După primirea afluenţilor din Munţii Iberici şi Pirinei, care au surse pluvio-nivale, se înregistrează două creşteri importante: în martie, asemănătoare cu cea din cursul superior, dar cu ape mai bogate; în decembrie, în urma ploilor cu regim mediteranean. Cel mai coborât nivel al apelor se înregistrează în septembrie (2 m^3/s la Zaragoza). La creşteri maxime debitele pot ajunge la 10.000 m^3/s, când nivelul apei poate creşte cu peste 4-5m. În cursul inferior predomină alimentarea pluvială la care se adaugă cea pluvio-nivală. În acest caz regimul hidrologic prezintă trei maxime: martie, mai şi decembrie, iar etiajul se produce în septembrie.

Guadalquivir are o lungime de 579 km şi un bazin de 55.900 km^2. Regimul hidrologic este de nuanţă mediteranean-oceanică.

Tigrul (Nahr Diyla) izvorăşte din Lacul Chealdjik (Munţii Taurus – Turcia) şi se varsă în Golful Persic. Are o lungime de 1.885 km şi un bazin hidrografic de 375.000 km^2. După unirea cu Eufratul curge printr-o singură albie cunoscută sub numele de Shatt al Arab.

Regimul de alimentare, în cursul superior, este pluvio-nival; pe celelalte sectoare se manifestă un regim mediteranean cu nuanţă semiaridă (150-200 mm). Cele mai mari debite se produc în aprilie (4.600 m^3/s la Bagdad, faţă de debitul mediu multianual de 1.236 m^3/s), iar cele mai mici în septembrie sau octombrie (218 m^3/s).

Eufratul (El Fourat) îşi are izvoarele în două artere: Murat (Eufratul de Est din Munţii Ararat) şi Karasu (Munţii Taurus Interior). Curge aproape paralel cu Tigrul şi prezintă o lungime de 2.760 km, drenând un bazin de 335.000 km^2.

Debitul său este mai redus ca al Tigrului deoarece are afluenţi mai puţini: 838 m^3/s la Hit (vest Bagdad) şi 100-150 m^3/s înainte de confluenţă. Debitul maxim este cuprins între 3.000-4.000 m^3/s, cel minim de 189 m^3/s, iar volumul mediu anual de 26,5 km^3. La confluenţa cu Tigrul debitul mediu este de cca.300-400 m^3/s (pierderi de apă ca urmare a folosirii lor în marile sisteme de irigaţii).

Meanderes (Meander - Turcia) izvorăşte din Anatolia şi prezintă o fază cu ape mari în martie-aprilie datorată topirii zăpezilor şi a ploilor de primăvară; în cursul inferior maximul se produce mai devreme, în februarie, şi raportul dintre debitele extreme medii lunare devine ridicat.

Onkaparinga şi *Serpentine* (Australia Occidentală) prezintă ape mari în august sau septembrie (70-73% din volumul anual al scurgerii) şi minime în decembrie şi aprilie (2,7-3,5% din volumul scurgerii).

Helmand este cel mai mare râu al Afganistanului care izvorăşte din Masivul Paghman (4.669m) din Munţii Hindukus. Are o lungime de 1.150 km şi drenează un bazin hidrografic de 50.000 km^2. Se varsă în Lacul Hamun (cu contur incert) printr-o deltă.

Regimul de alimentare este nivo-pluvial, apele mari producându-se primăvara-vara. Debitul maxim este de 1.500-2.000 m^3/s, la ape catastrofale de 15.000 m^3/s, la ape mici (iarna) de 50-60 m^3/s şi cel mediu de 400-500 m^3/s.

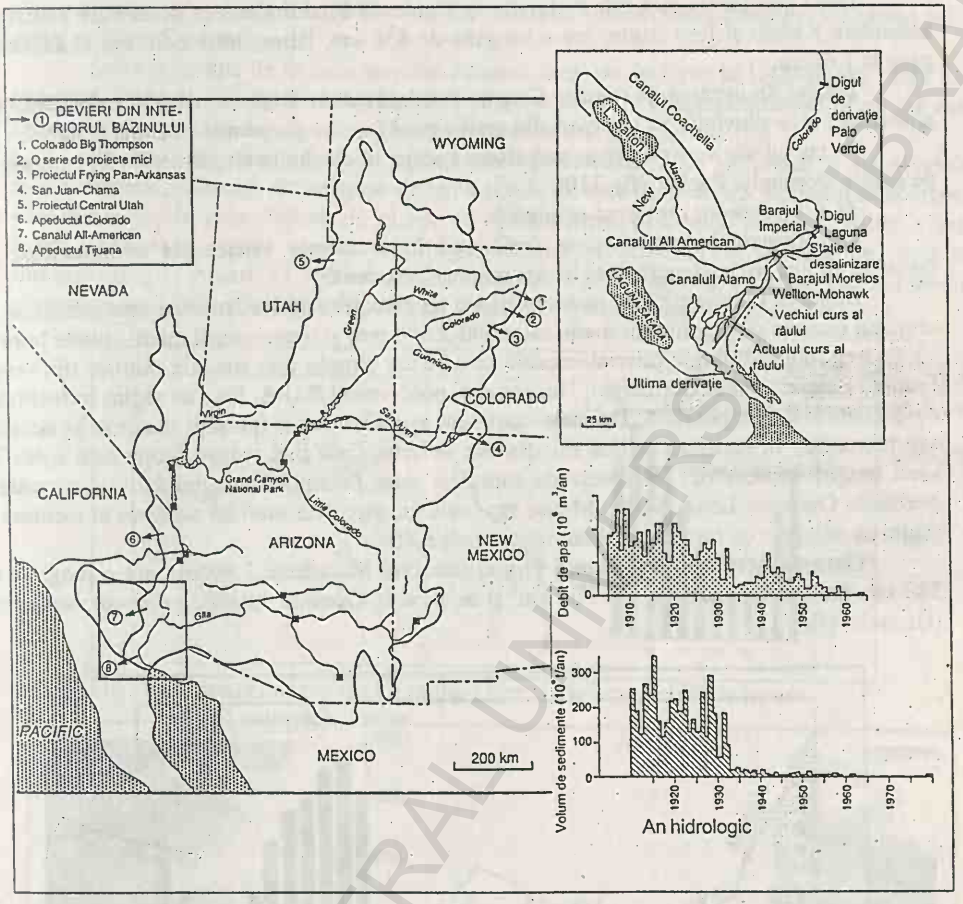


Fig.310 Repartiția apei în bazinul fluviului Colorado și hidrografele anuale care demonstrează diminuarea debitelor ca urmare a intervenției antropice

Sacramento, împreună cu San Joaquin, drenează vasta depresiune a Californiei cunoscută și sub numele de Great Valley. Cele două râuri se varsă independent în Golful San Francisco. Izvorăște din Munții Klamath, are o lungime de 640 km și drenează un bazin hidrografic de 70.000 km^2.

Majoritatea afluenților care vin din Munții Coastelor seacă în timpul verii: Beatlle, Antelope, Mill, Deer, American River, Farher River, Butte etc.

Apele mari se produc iarna, iar cele mici vara și toamna. Debitul mediu este de 725 m^3/s, ceea ce-l face să fie cel mai important râu de tip mediteranean din lume. Viiturile de pe cursul superior al fluviului Sacramento, pentru un bazin de 17.250 km^2 (decembrie 1955), au reprezentat un coeficient de 43, iar pe San Joaquin, la un bazin de 4.300 km^2, au avut un coeficient de 36.

Colorado izvorăște din Munții Medicine Bow (Clark Peak, 3.952m), are o lungime de 2.740 km și drenează un bazin hidrografic de 635.000 km^2. Ca și Mississippi, Colorado primește un afluent mai mare decât el la confluență și anume Green River (1.175km).

După confluența cu Little Colorado, se formează Marele Canion, situat între podișurile secundare Kaibab și Red Butte; are o lungime de 450 km, lățime între 6-30 km și adâncime până la 1.600m.

Înainte de intrarea în Marble Canyon prezintă un debit de numai 508 m^3/s. Deține o alimentare nivo-pluvială, cu ape mari din aprilie până în iulie și ape mici toamna și iarna.

Pe cursul său s-au construit numeroase baraje, unele dintre ele alimentând și orașele de pe coasta Oceanului Pacific (fig.310).

11.b.2. Regiunea temperat-oceanică

Organismele hidrografice se desfășoară în sectoarele vestice ale continentelor. În emisfera sudică se desfășoară doar în Australia și Tasmania.

Regimul hidrologic este ponderat și are un caracter regulat deoarece este influențat de climatul oceanic cu precipitații medii între 500-2.500 mm și temperaturii medii situate între 7-13^{0}C. Regimul hidrologic pluvial-oceanic cu caracter simplu este specific râurilor din vestul Franței, Belgiei, vestul Germaniei, Norvegiei și nord-vestul S.U.A. Este un regim influențat și de oscilațiile de temperatură. Debitele mari sunt specifice iernii (pulsații maxime în ianuarie sau februarie). În emisfera sudică situația este inversă. Cele mai reduse debite sunt specifice verii (august-septembrie). Bazinele cu suprafețe mici prezintă un regim pluvial de nuanță oceanică: Garonne, Loire, Seine, Meuse etc.; cele cu suprafețe mari au surse de alimentare și regim de scurgere cu caracter mai complex: Rhône, Rhin.

Garonne izvorăște din Munții Pirinei (masivul Maladetta, 2.800m), are o lungime de 580 km, drenează un bazin de 56.000 km^2 și se varsă în Oceanul Atlantic printr-un vast estuar (Gironde) (fig.311).

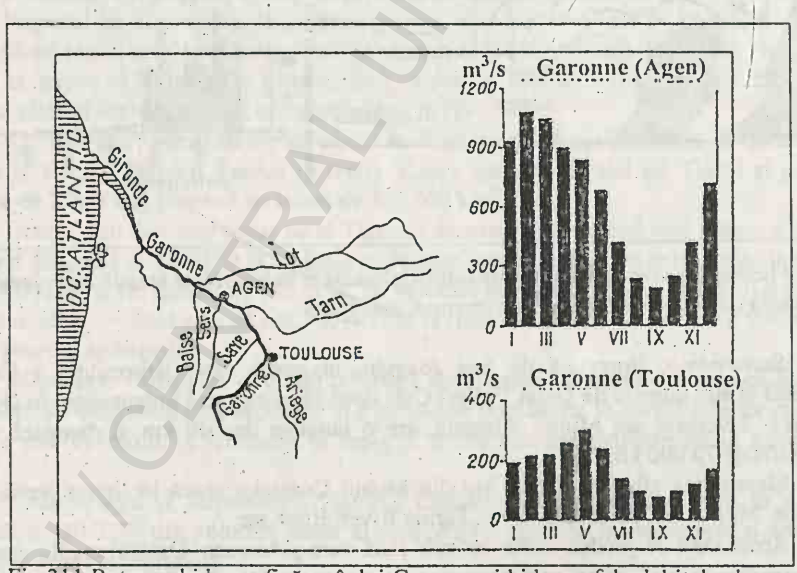


Fig.311 Rețeaua hidrografică a râului Garonne și hidrografele debitelor lunare

În cursul superior are un caracter de scurgere violent, mai ales primăvara când se topesc și zăpezile, dând naștere apelor mari din mai (300 m^3/s la Toulouse). Cele mai reduse debite se înregistrează în septembrie (80 m^3/s). Pe celelalte două sectoare regimul hidrologic este tipic pluvial oceanic. La Agen se realizează maxima de iarnă în februarie (1.100 m^3/s), iar

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cele mai scăzute în septembrie (200 m^3/s). Debitul mediu anual este de 680 m^3/s. Debitul solid anual este de 18 mil.m^3.

Loire izvorăşte de la baza conului vulcanic Gerbier de Jone, la 1.424m, are 1.012 km lungime, un bazin hidrografic de 121.000 km^2 şi se varsă în Oceanul Atlantic printr-un vast estuar. Drenează 21% din suprafaţa Franţei continentale (fig.312; foto 38).

Regimul hidrologic este de nuanţă pluvial-oceanică, fiind influenţat şi de aversele mediteraneene, diferenţa dintre apele de iarnă şi cele de vară fiind de 1/5. Regimul de scurgere este influenţat, în primul rând, de râurile ce vin din Masivul Central Francez (Allier, Cher, Indre, Vienne) cu pante repezi, roci impermeabile etc. La Nantes maxima de iarnă se înregistrează în februarie (1.700 m^3/s), iar minima de vară în august (350 m^3/s). Debitul mediu anual este de 1.350 m^3/s (800 m^3/s) în timp ce debitul la viituri poate depăşi 8.000 m^3/s.

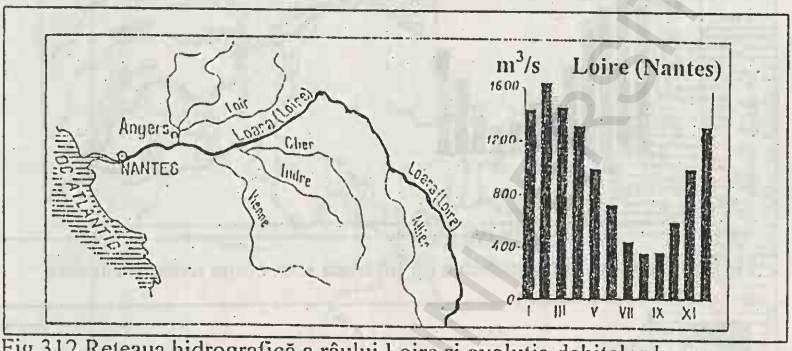


Fig.312 Reţeaua hidrografică a râului Loire şi evoluţia debitelor lunare

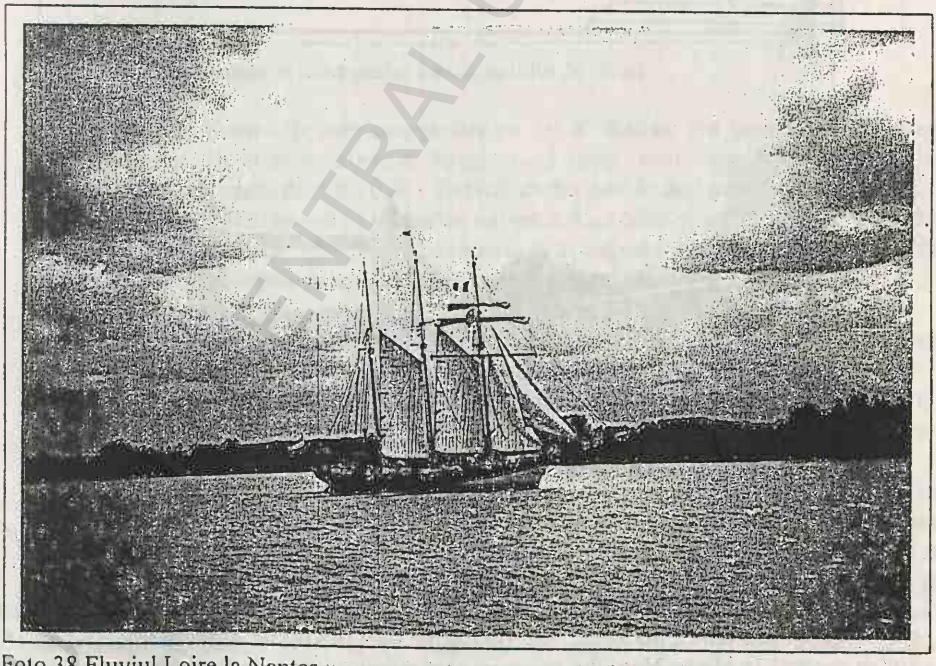


Foto 38 Fluviul Loire la Nantes

Foto Gh.Romanescu

Sena (Seine) izvorăşte din Platoul de Langres, la 461 m altitudine, are o lungime de 770 km, un bazin hidrografic de 78.000 km^2 şi se varsă în Oceanul Atlantic printr-un vast estuar (fig.313).

Regimul hidrologic este tipic pluvial oceanic, cu ape mari iarna şi scăzute vara. Debitul maxim la Paris se manifestă în februarie (580 m^3/s), iar cel minim în septembrie (100 m^3/s). Debitul mediu multianual este de 520 m^3/s, iar maxima extraordinară a fost de 2.500 m^3/s (ianuarie 1910).

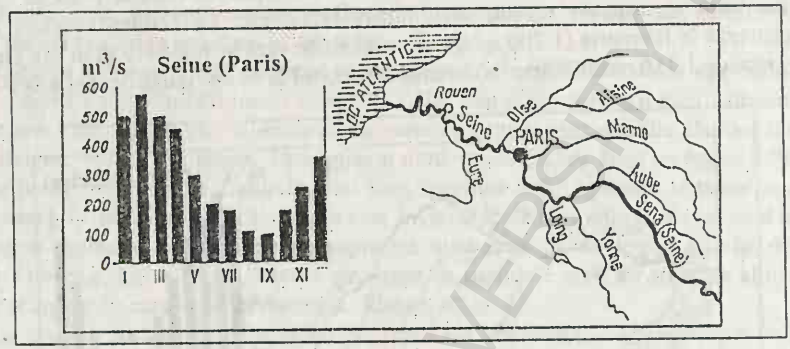


Fig.313 Reţeaua hidrografică a râului Sena şi evoluţia debitelor lunare

Foto 39 Tamisa la Londra

Foto Gh.Romanescu

Tamisa se formează din unirea a două pâraie (Thameshead şi Severn Springs), ambele cu obârşia în dealurile Cotswolds. Are o lungime de 338 km, un bazin hidrografic de 15.300 km^2 şi se varsă în Marea Nordului printr-un vast estuar unde apele fluxului pot înainta până la 130 km spre interior (fig.314; foto 39).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

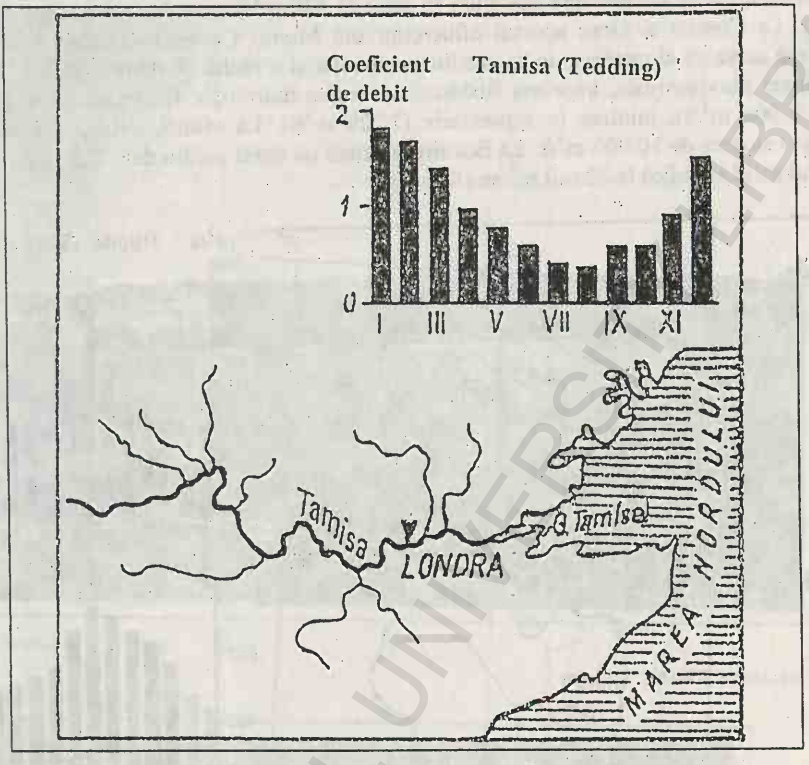


Fig.314 Tamisa şi hidrograful coeficientului de debit

Regimul hidrologic este asemănător cu cel al râurilor din vestul Franţei, fiind tipic pluvial-oceanic. Debitele maxime se înregistrează iarna (coeficient de debit 1,77), iar cele minime vara (coeficient de debit 0,40). Debitul mediu este de 260 m^3/s.

Coliban se desfăşoară în partea de sud-est a Australiei şi prezintă un regim hidrologic pluvial-oceanic. Debitele maxime se înregistrează în august (coeficient de debit 2,8), iar cele minime se menţin timp de patru luni (coeficient de debit între 0,1-0,2).

Organismele hidrografice complexe din regiunea temperat-oceanică

Faţă de cele simple prezintă dimensiuni mai mari, debite mai bogate şi regimul hidrologic prezintă variaţii importante de la un sector la altul.

Rhône izvorăşte din Alpii elveţieni, în apropiere de pasul Furka (1.875m), are o lungime de 812 km (260 pe teritoriul Elveţiei), un bazin hidrografic de 98.000 km^2 şi se varsă în Marea Mediterană printr-o vastă deltă (fig.315).

Rhônul superior se varsă în Lacul Leman la o altitudine de 371m. În cursul superior regimul hidrologic este nivo-glaciar, apele provenind din topirea zăpezilor şi a gheţarilor, având un caracter tumultos. Apele mari se produc vara (iunie 660 m^3/s), iar cele mai scăzute debite sunt specifice sezonului hibernal (280 m^3/s). În sectorul mijlociu şi inferior regimul hidrologic este foarte complex, fiind influenţat de regimul afluenţilor pe care-i primeşte. După confluenţa cu Saône (410 m^3/s), care are un regim tipic pluvial-oceanic, Rhônul se caracterizează prin creşteri ridicate primăvara (martie 1.188 m^3/s), iar în septembrie debitele sunt reduse (742 m^3/s). La Valence, după aportul Iserului (350 m^3/s), care prezintă regim

nivo-pluvial, Rhônul prezintă ape mari in iunie (1.630 m^3/s) şi scăzute în septembrie (1.060 m^3/s). La Comtat şi Grau aportul afluenţilor din Munţii Cevennes (Ardeche, Gard), care prezintă surse de alimentare de tip mediteranean, dar şi a râului Durance (220 m^3/s), cu surse dominant pluvio-nivale, imprimă Rhônului un regim hidrologic foarte complex: maxima în mai (2.008 m^3/s); minima în septembrie (1.229 m^3/s). La viituri, debitul Rhônului poate depăşi valoarea de 10.000 m^3/s. La Bocaire prezintă un debit mediu de 1.720 m^3/s, în timp ce debitul solid se ridică la 22 mil.m^3/an (foto 40).

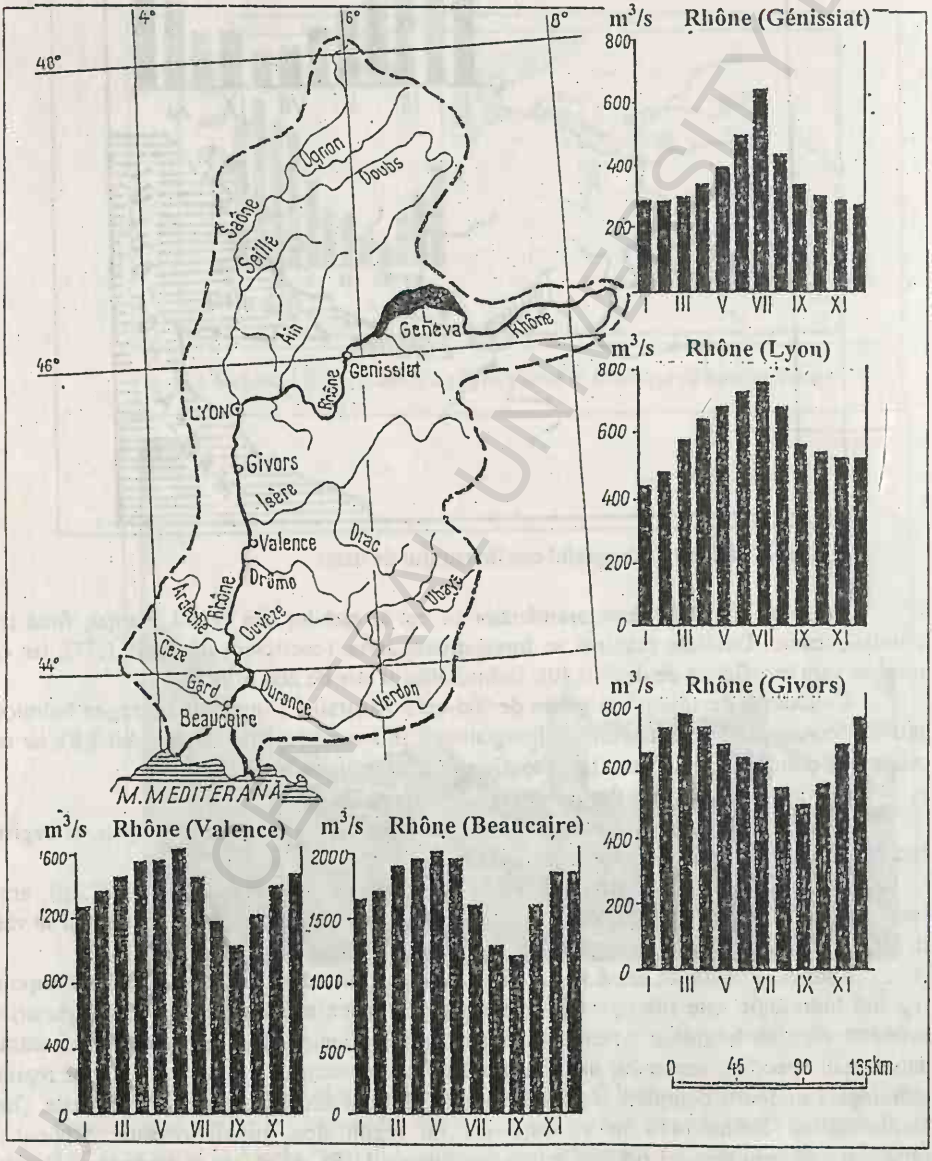


Fig.315 Reţeaua hidrografică a Rhonului şi hidrograful debitelor lunare

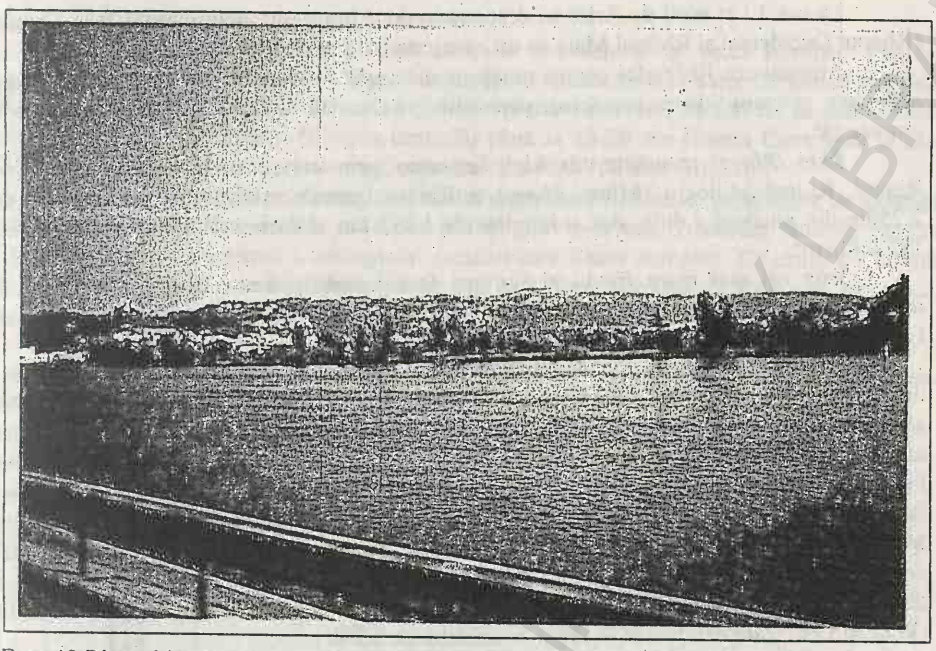


Foto 40 Rhonul la Valence

Foto Gh.Romanescu

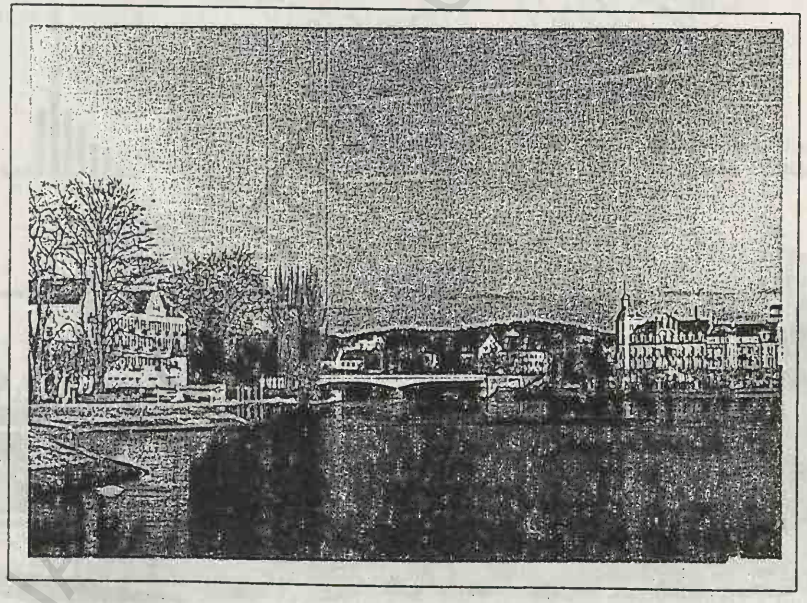


Foto 41Ieşirea Rhinului din lacul Konstanz (Germania)

Foto Gh.Romanescu

La cca.3 km nord de Arles se desparte în două braţe care delimitează Delta Camargue (Rhônul Occidental şi Rhônul Mare în est care transportă 85% din debitul total).

Amenajarea Rhônului pentru navigaţie a început la sfârşitul secolului al XIX-lea prin adâncirea şi consolidarea canalelor, derivaţiile prin canale ecluzate pentru deplasarea spre amonte etc.

Rhin (Rhein) izvorăşte din Alpii Lepontini prin trei surse: Rhinul anterior (Vorder Rhein), Rhinul Mijlociu (Mittel Rhein) şi Rhinul Posterior (Hint Rhein), care vin de la 2.250m din gheţarul Adula. Are o lungime de 1.293 km şi drenează un bazin hidrografic de 193.000 km^2.

Este cel mai mare fluviu al Europei Occidentale şi cea mai importantă arteră de navigaţie din Europa deoarece pe această cale se exportă cea mai mare parte a mărfurilor Europei Centrale (foto 41).

La intrarea în Lacul Konstanz (Boden) are un debit de 115 m^3/s şi un modul specific de 35 $l/s/km^2$. Regimul hidrologic este de nuanţă glaciară. Afluentul Aar prezintă o sursă de alimentare nivo-glaciară şi nivo-lacustră. La Basel, unde se finalizează cursul superior, deţine un debit de 1.020 m^3/s şi un modul specific de 29 $l/s/km^2$. În acest caz apele maxime se înregistrează în iulie şi august (1.600 m^3/s) şi minime în februarie (550 m^3/s). Între Basel şi Bonn se desfăşoară cursul mijlociu unde preia apele principalilor afluenţi: Neckar, Nahe, Mein, Moselle, Lahn etc. (foto 42). Regimul hidrologic este pluvial oceanic şi pluvial nival cu două maxime în februarie şi iunie şi două minime în mai şi octombrie. Sectorul inferior se desfăşoară până la vărsarea în Marea Nordului. În Câmpia Olandei se despleteşte în două braţe (Waal şi Lek), care debuşează în mare cu un debit de 2.200 m^3/s.

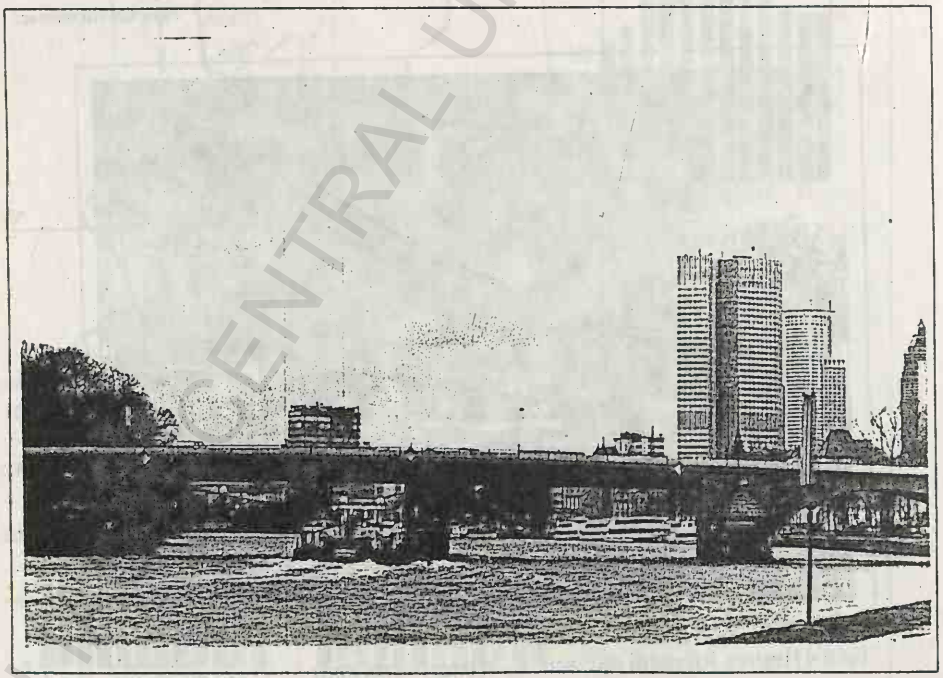


Foto 42 Râul Main la Frankfurt

Foto Gh.Romanescu

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

11.b.3.Regiunea temperat-continentală

Este dominată de podişurile şi câmpiile din centrul şi estul Europei. Regimul hidrologic este variat şi complex. Cursurile de apă prezintă diverse surse de alimentare de la cele dominant nivale până la cele nivo-pluviale şi pluvio-nivale. Stratul de zăpadă prezintă grosimi de câţiva centimetri (Siberia centrală) până la 15-20 cm (Preria Canadiană şi estul C.S.I.). Precipitaţiile medii anuale sunt cuprinse între 400-700 mm (fig.316).

În această regiune se disting mai multe organisme fluviatile, departajate de existenţa surselor de alimentare: nivală, nivo-pluvială şi pluvio-nivală. Deoarece fluviile prezintă lungimi foarte mari regimul hidrologic al acestora este foarte complex. Ca urmare a faptului că majoritatea fluviilor se desfăşoară pe direcţia N-S, forţa Coriolis, în acest caz, îşi exercită acţiunea şi malurile vestice devin mai abrupte (fig.317).

Organismele hidrografice cu regim de alimentare nivală

Sunt specifice Siberiei Centrale şi Siberiei de Vest (Obi, Lena, Enisei) şi nord-vestul Americii de Nord (Mackenzie).

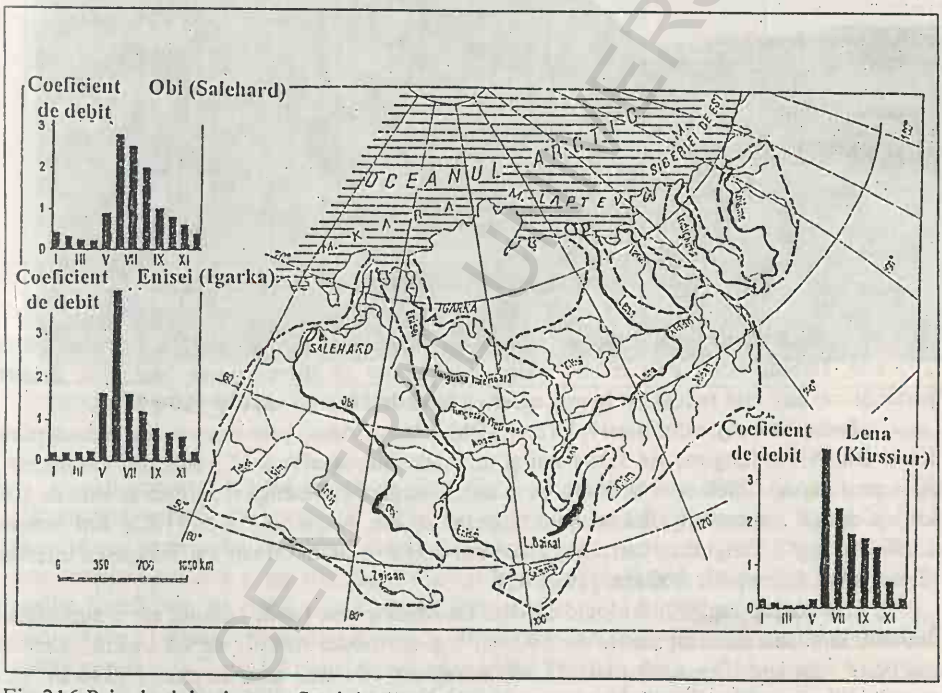


Fig.316 Principalele sisteme fluviale din Siberia

Obi (Obis sau Omar) izvorăşte din Munţii Altai prin intermediul a două pâraie: Katun (630 m^3/s) şi Biia (480 m^3/s), are o lungime de 3.676 km (5.410 km de la izvoarele Irtîşului), un bazin hidrografic de 2,92 mil.km^2 (85% din bazinul său se găseşte în câmpie) şi se varsă în Marea Kara (Golful Obi).

Are numeroşi afluenţi, unii dintre ei constituind adevărate fluvii: Ciumîş, Inia, Pesciania, Anui, Ciorîş, Alei, Irtîş (cel mai important), Tomi, Ciulîm, Keti, Tîm, Vach, Tromiegan, Liamin, Nazîm, Segarka, Taia, Parabeli, Vasiugan, Bolişoi, Iguan, Bolişoi Salîm etc.

Cea mai importantă sursă de alimentare este reprezentată de topirea zăpezilor atât în cursul superior, cât şi în cel inferior. Regimul hidrologic este complex, cu ape foarte mari primăvara (60-70% din volumul anual). Dezgheţul şi topirea zăpezilor se produc din cursul superior către cel mijlociu şi inferior deoarece primul se află la latitudini mai mici; fenomenul de dezgheţ se desfăşoară pe cca.40-50 zile (30 aprilie-10 iunie). Apele mari se menţin din mai până în iunie. Nivelul apei creşte de la 5m în cursul superior, la 7m în sectorul de confluenţă cu Irtîşul, la 10m în cursul inferior şi 5m la gurile de vărsare. La Novosibirsk prezintă un debit de 1.760 m^3/s. Debitele extreme au fost de 11.600 m^3/s, iar cele extrem reduse de 182 m^3/s (iernile foarte geroase). La Salehard se rulează un modul mediu de 12.500 m^3/s, debitul extraordinar de 36.000 m^3/s (42.800 m^3/s) şi cel minim de 2.250 m^3/s.

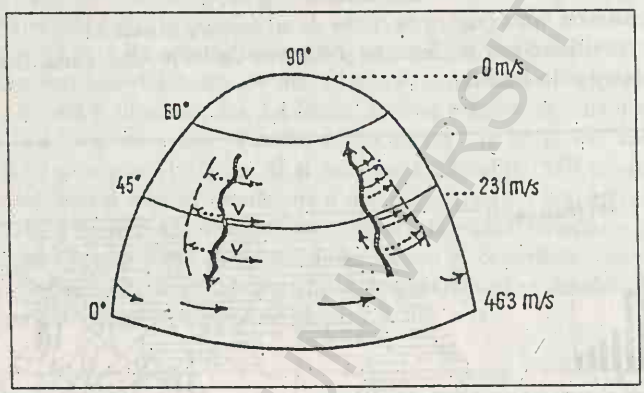


Fig.317 Influenţa forţei Coriolis asupra fluviilor din emisfera nordică

Îngheţul pe cursul superior se manifestă pe o perioadă de 150 zile, iar în cursul inferior 220 zile. Debitul solid este relativ redus, comparativ cu dimensiunea bazinului, deoarece panta de curgere este redusă, valoarea acestuia fiind de 50 mil.t./an (40-160 g/m^3).

Enisei izvorăşte din masivul Tannu-Obi (Munţii Altai) prin intermediul a două pâraie: Ka şi Bu. Are o lungime de 3.354 km şi un bazin hidrografic de 2,5 mil.km^2 (asimetrie de 92% pe dreapta). Dacă se ia în calcul şi afluenţii Angara şi Selenga lungimea sa este de 5.039 km^2. Cei mai importanţi afluenţi sunt reprezentaţi de: Angara-Selenga (1.826 km lungime, 1.056.000 km^2), Tunguska Pietroasă (1.548 km lungime, 249.000 km^2) şi Tunguska Inferioară (2.690 km lungime, 471.000 km^2) (foto 43).

Are acelaşi regim hidrologic ca Obi. La Krasnoiarsk (unde bazinul are o suprafaţă de 300.000 km^2) are un debit mediu de 2.900 m^3/s şi un modul specific de 9,8 $l/s/km^2$. Cele mai mari ape sunt specifice lunii mai (23.900 m^3/s), iar cele mai mici în martie (336 m^3/s). În cursul mijlociu primeşte ca afluent Angara cu un debit mediu de 1.930 m^3/s; la confluenţă Eniseiul are un debit de 5.311 m^3/s. La Dudinka, în apropiere de Marea Kara, apele mari se produc în iunie (coeficient de debit 4) când apar debite extraordinare de 132.000 m^3/s, iar cele minime în martie (coeficient de debit 0,2) cu valori şi de 2.500 m^3/s. Debitul mediu multianual este de 17.400 m^3/s.

Lena izvorăşte de la cca.30 km distanţă de Lacul Baikal, din Munţii Baikal, de la altitudinea de 930m, are o lungime de 4.270 km, drenează un bazin hidrografic de 2,42 mil.km^2 şi se varsă în Marea Laptev prin intermediul a 48 de braţe secundare importante (şi alte 100 de mici dimensiuni). Are afluenţi foarte importanţi, care constituie adevărate fluvii: Kirenga (611 km lungime, 46.920 km^2, 620 m^3/s), Vitim (1.823 km lungime, 227.200 km^2,

2.000 m^3/s, dispune de o lungime mai mare decât a Lenei la confluență), Olekma (1.310 km lungime, 201.200 km^2, 2.000 m^3/s), Aldam (2.242 km lungime, 701.800 km^2, contribuie cu 35% din volumul total al apelor). După confluența cu Aldam deține un debit mediu de 5.200 m^3/s. În cursul inferior primește ca afluent Viliui (2.435 km lungime, 490.000 km^2) după care debitul crește la 15.500 m^3/s. Debitul mediu la vărsare este de cca.17.000 m^3/s, iar cel minim 366 m^3/s.

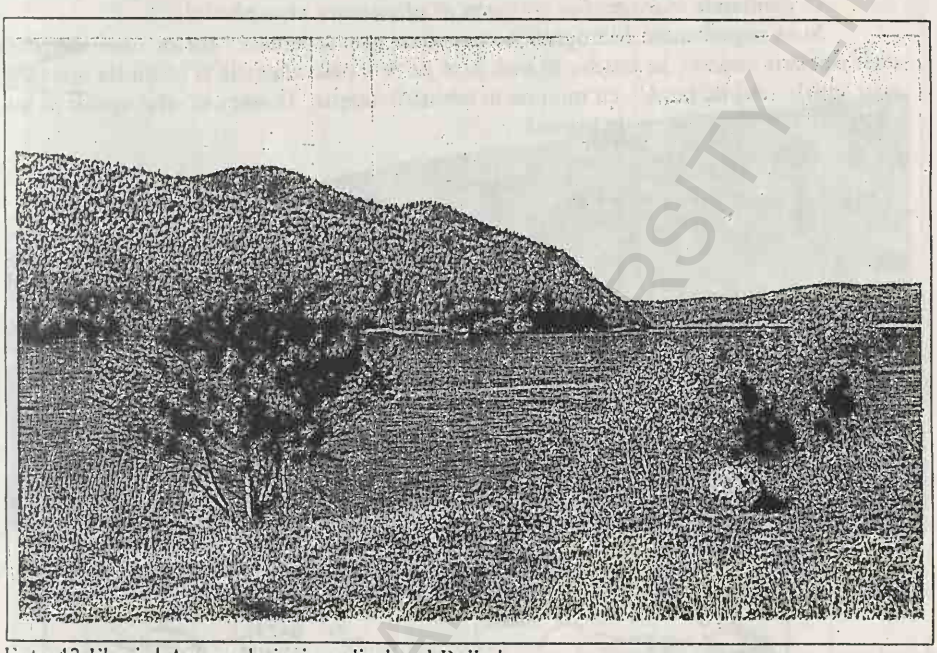


Foto 43 Fluviul Angara la ieșirea din lacul Baikal

Foto Gh.Romanescu

Alimentarea predominantă se face din topirea zăpezilor (50%) și din precipitații; alimentarea subterană reprezintă 1-2% din cauza înghețului permanent. Când apele din amonte trec peste podul de gheață din aval nivelurile pot crește și cu 18m. Regimul hidrologic este asemănător cu a celorlalte râuri: maxim în iunie (coeficient de debit 3,8) și minim în aprilie (coeficient de debit 0,05). Qmax.max. a fost de 120.000 m^3/s (200.000 m^3/s) iar minima de 1.100 m^3/s (Davîdov, Konkina, 1958). Modulul specific scade de la 8,5 $l/s/km^2$ în cursul superior la 7,4-6,5 $l/s/km^2$ în cursul inferior. Turbiditatea apei este mică (50-60 g/m^3), iar cantitatea totală de aluviuni tranzitată într-un an este de 12 mil.t. Debitul solid scăzut se datorează rocilor dure care intră în alcătuirea substratului din cadrul bazinului hidrografic, gradului ridicat de împădurire, existența înghețului peren etc. În cursul superior fluviul îngheață 6-7 luni, iar în cel inferior 7-8 luni.

Mackenzie izvorăște din Lacul Sclavilor (Great Slave), are o lungime de 1.600 km (împreună cu Athabasca are o lungime de 3.780 km și împreună cu izvoarele râului Peace are 4.250 km), drenează un bazin hidrografic de 1,8 mil.km^2 și se varsă printr-o deltă în Marea Beaufort. După ieșirea din Lacul Athabasca primește ca afluent pe Peace River, se îndreaptă spre Lacul Sclavilor (rol de regularizare a apelor) și după ieșirea din acesta poartă numele de Mackenzie.

Regimul hidrologic este foarte ponderat, comparativ cu fluviile siberiene, deoarece surplusul de apă din timpul primăverii este preluat de marile lacuri naturale. Apele mari se înregistrează în iunie, 26.800 m^3/s şi debitul mediu multianual este de 11.320 m^3/s. Podul de gheaţă durează 7-8 luni în cursul superior şi 8-9 luni în cel inferior.

Toate marile fluvii cu desfăşurare de-a lungul meridianelor suportă o eroziune mai ridicată pe malurile dinspre vest ca urmare a efectului Coriolis.

Organismele hidrografice cu regim de alimentare nivo-pluvial

Sunt organismele hidrografice cunoscute prin existenţa "apelor mari de primăvară" unde debitele maxime se produc în mai după ce se topesc zăpezile şi gheţurile montane. Iarna apar "apele mici de iarnă", cu minime în februarie-martie. Toamna nivelul apelor se înscrie în categoria "creşterii uşoare de toamnă".

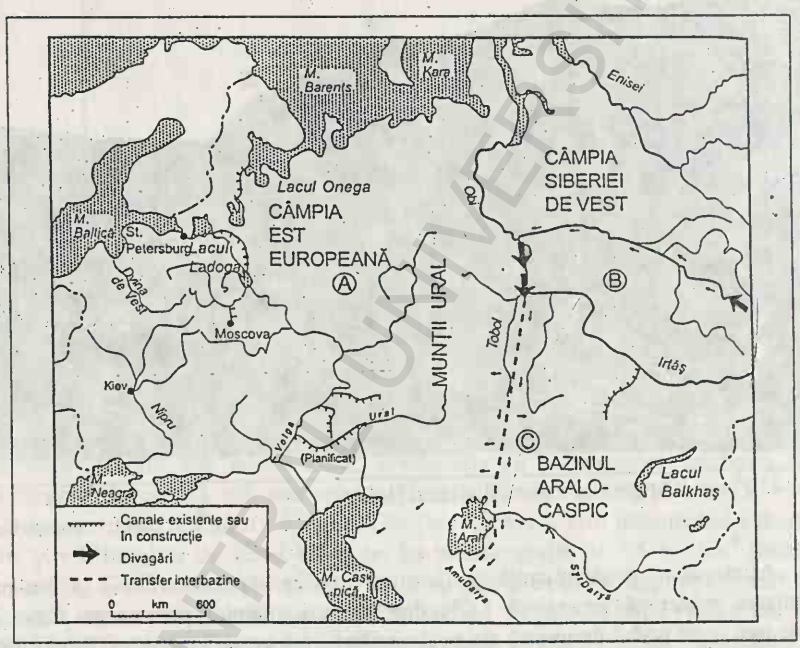


Fig.318 Unul din proiectele de deviere a râurilor siberiene

Volga izvorăşte din Lacul Seliger care aparţine Podişului Valdai (228m), are 3.688 km lungime, drenează un bazin hidrografic de 1,38 mil.km^2 (85% dezvoltare în sectorul superior şi mijlociu) şi se varsă în Marea Caspică printr-o vastă deltă. Bazinul hidrografic acoperă 1/3 din partea europeană a Federaţiei Ruse şi însumează cca.150.000 cursuri de apă cu o lungime de 574.000 km. Diferenţa de nivel între punctul de izvoare şi cel de vărsare (-28m nivelul Mării Caspice) dă valoarea de 256m, adică o pantă de 0,07‰.

Cele mai importante surse de alimentare sunt reprezentate de topirea zăpezilor (60%), prin intermediul apelor subterane (30%) şi al ploilor (10%).

Primeşte 132 de afluenţi mai mari dintre care se remarcă: Oka (1.478 km lungime, 1300 m^3/s, 245.000 km^2), Kama (2.032 km lungime, 3.500 m3/s, 521.700 km^2). Primăvara, după topirea zăpezilor, se scurge 66% din volumul anual de apă, vara şi toamna 24% şi iarna doar 10%. Apele mari se manifestă din aprilie până în iunie, cu nivel maxim în mai, unde

coeficientul de scurgere este de 3,7; o maximă secundară se manifestă în octombrie-noiembrie. Minimele sunt caracteristice lunilor februarie-martie; o minimă secundară se manifestă în august-septembrie. Amplitudinea variației de nivel este de 11m la Tver, 15-17m în aval de confluența cu Kama și 3m la Astrahan.

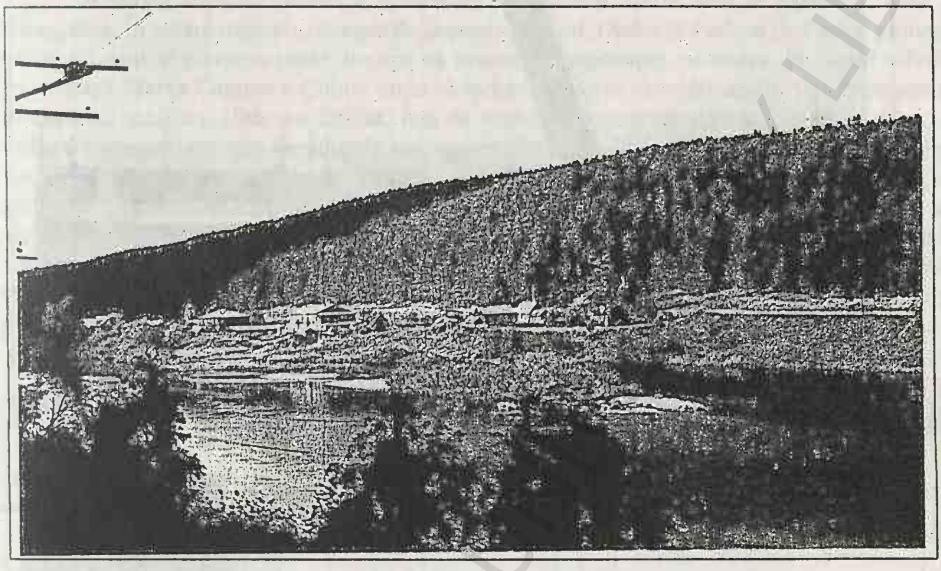


Foto 44 Fluviul Ural și sectorul montan

Foto Gh.Romanescu

Debitul mediu la Verhnevoljskoi este de 29 m^3/s, la Tver de 182 m^3/s, la Taroslav de 1.100 m^3/s, la Nijnii Novgorod (Gorki) de 2.970 m^3/s, la Kuibîșev de 8.000 m^3/s, iar la Volgograd de 8.150 m^3/s. Debitul catastrofal s-a înregistrat în 1926 și a fost de 67.000 m^3/s în aval de confluența cu Kama și de 52.000 m^3/s la Volgograd, iar debitul minim minimorum a fost de 1.400 m^3/s (1949).

Delta Volgăi începe cu cca.45 km în amonte de orașul Astrahan unde se desprinde brațul Buzan. Deține cca.500 brațe și gârle din care cele mai importante sunt: Bahtemir, Kamîziak, Staraia Volga, Ahtuba etc. Suprafața totală este de 12.000 km^2 și în anumite sectoare are o rată de progradare de 170 m/an. Debitul solid transportat de Volga este de 25 mil.t/an.

Se are în vedere creșterea debitului lichid al fluviului Volga în vederea folosirii sale în irigații și pentru redresarea nivelului Mării Caspice. În acest caz se preconizează transferul unui important volum de apă, de cca.40 km^3, din bazinele Peciora și Vicegda (afluent al Dvinei de Nord) prin intermediul afluentului Kama sau prin intermediul fluviului Ural (fig.318, foto 44).

Peciora are o lungime de 1.790 km, drenează un bazin de 327.000 km^2 și se varsă în Marea Barents. Debitul mediu multianual este de 4.100 m^3/s.

Dvina are o lungime de 1.310 km, drenează un bazin de 360.300 km^2 și debușează în Marea Albă. Debitul mediu multianual este de 3.500 m^3/s (foto 45).

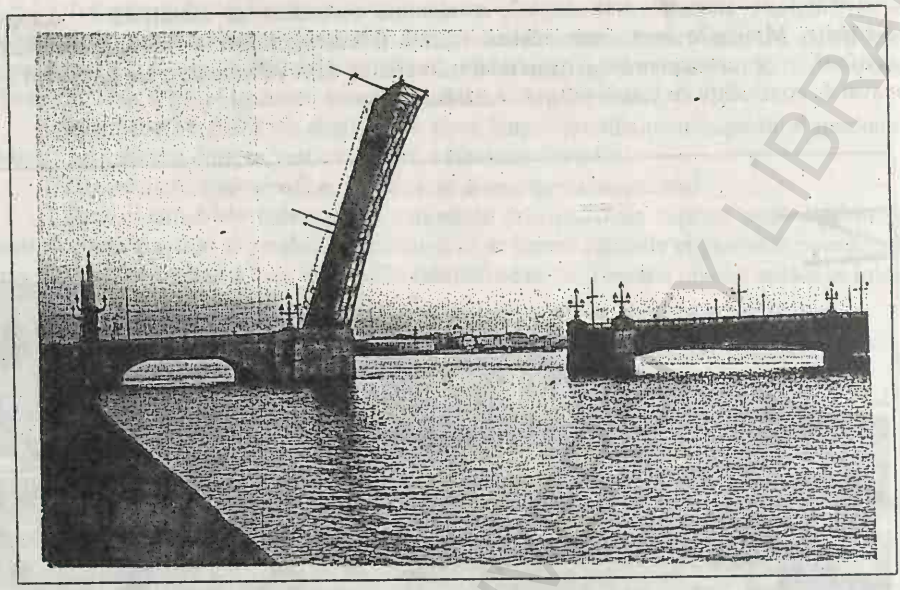


Foto 45 Râul Neva la Leningrad

Foto Gh.Romanescu

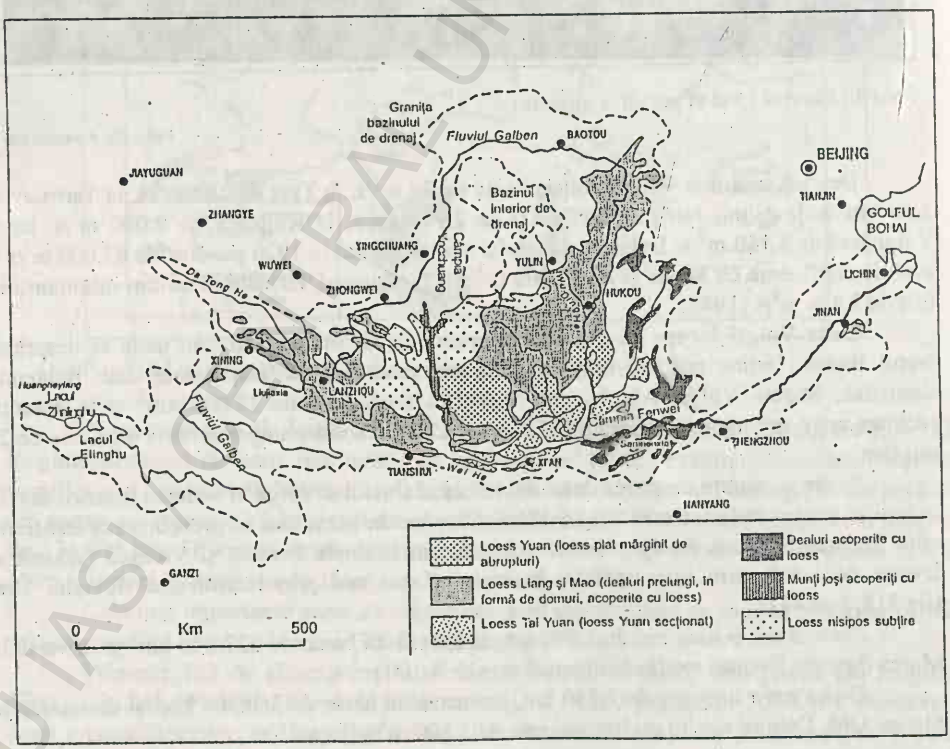


Fig.319 Huan He şi repartiţia terenurilor loessoide

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ambele râuri prezintă un regim hidrologic cu ape mari de primăvară determinate de topirea zăpezilor.

Huan He (Fluviul Galben) izvorăşte din Podişul Tibet, Masivul Bayan Hara (4.620m), are o lungime de 5.464 km, drenează un bazin hidrografic de 745.000 km^2 şi se varsă în Golful Pohai (Bohaiwan) (fig.319).

În cursul superior primeşte o mulţime de afluenţi dintre acre se remarcă Taohe şi Huangshui. În cursul mijlociu, ocupat de deşerturile Gobi, Ordos şi Podişul de Loess, primeşte puţini afluenţi şi pierde o parte din ape ca urmare a evaporaţiei puternice. În cursul inferior traversează Marea Câmpie a Chinei unde, datorită imenselor cantităţi de aluviuni transportate în decursul unui an, albia s-a înălţat, faţă de suprafaţa topografică a câmpiei, cu 3-10m; ca urmare a acestui fenomen revărsările sunt catastrofale şi pot provoca pagube imense. În urma unor asemene revărsări cursul fluviului s-a mutat cu 800 km. Într-o perioadă de 2.000 ani Huan He şi-a schimbat gura de vărsare de 10 ori (fig.320). Între 1194 şi 1853 Huan He s-a vărsat la sud şi mai apoi la nord de Shandong. În timpul conflictului armat dintre Japonia şi China, din 1938, s-au rupt voit digurile albiei în dreptul oraşului Zhengzhou, determinând revenirea fluviului în sectorul sudic, prin Lacul Hongze şi râul Huai. Revenirea cursului pe actualul traseu s-a făcut în 1947.

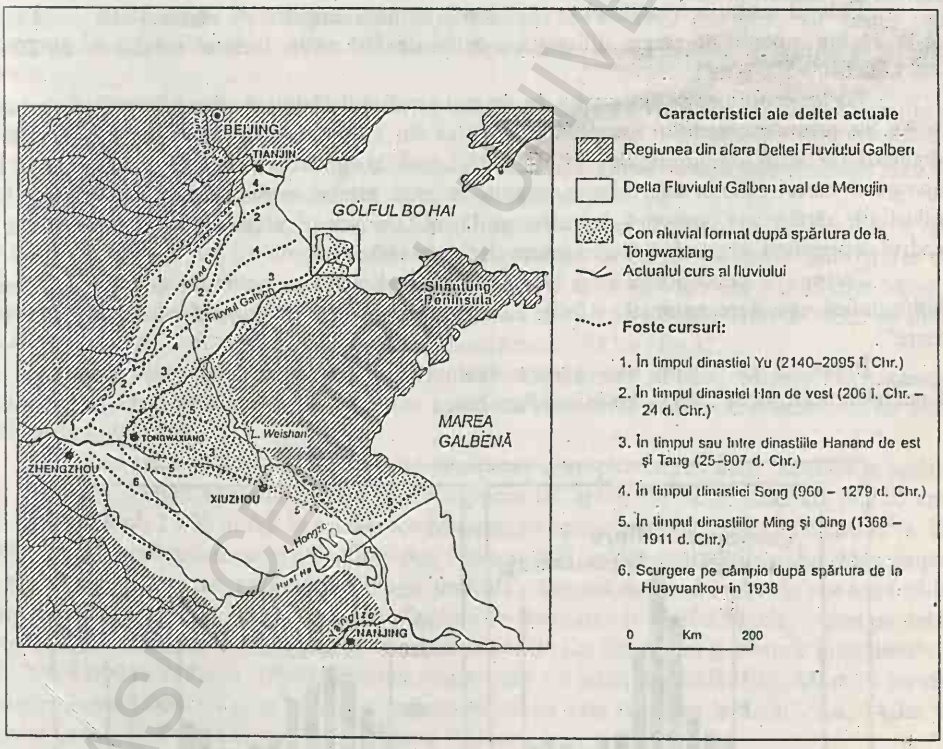


Fig.320 Fostele cursuri de apă şi marele con de dejecţie creat de Huan He

Regimul de scurgere este influenţat de topirea zăpezilor în sectorul superior tibetan şi de căderea ploilor musonice în celelalte două sectoare. La Lanzhou, loc ce corespunde cu ieşirea din munţi, prezintă un debit de 1.105 m^3/s, după trecerea Podişului de Loess se

diminuează la 818 m^3/s, pentru ca la vărsare să prezinte 1.500 m^3/s. Trebuie remarcat faptul că valoarea debitului este foarte scăzută în comparație cu lungime și dimensiunea bazinului. Debitele maxime se înregistrează în iulie-august (22.000 m^3/s), iar cele catastrofale pot avea valori de 30.000 m^3/s. În sectoarele înguste apele pot avea nivelul mai ridicat cu 10-20m, iar în cele joase de câmpie de 4-5m. Într-un interval de 2.500 ani s-au produs 1.593 inundații.

Primul loc îl deține Huan He la transportul de aluviuni: 1,1 mld.t./an (34-50 kg/m^3), adică 17% din totalul aluvionar transportat de râurile Terrei. 70% din această cantitate este transportată în intervalul iulie-septembrie. Ca urmare a bugetului aluvionar bogat delta fluviului are o rată de progradare de 290 m/an.

Pe cursul superior îngheață 3-4 luni, iar pe cel inferior 2-3 săptămâni. În 1953 s-a demarat planul de îndiguire pentru prevenirea inundațiilor. În acest scop s-au ridicat diguri cu lungimi totale de 5.000 km și înălțimi de 5-12m.

Terek izvorăște de sub vârful Kazbek (5.047m) din Munții Caucaz, are o lungime de 623 km, drenează un bazin hidrografic de 43.200 km^2 și se varsă în Marea Caspică prin intermediul unei delte (9.000 km^2). Dintre afluenți se remarcă Malka pe stânga și Sunza pe dreapta.

Sursele de alimentare sunt în proporție de 70% din ghețari și topirea zăpezilor, restul revenind altor surse. Apele mari se produc în iulie-august, iar cele mici în februarie.

Debitul mediu la Vladikavkaz (530 km în amonte de gurile de vărsare) este de 34 m^3/s și la 16 km amonte de prima difluență a deltei de 305 m^3/s. Debitul solid este de 20-26 mil.t./an (400-500 g/m^3).

Tarim se formează din unirea, în dreptul localității Galdir Aral, a afluenților Yarkand și Ak Su, primul venind din Kuenlun și al doilea din Tianșan. Are o lungime de 2.030 km și drenează un bazin hidrografic de 951.500 km^2. Locul de vărsare este incert, râul sau albiile lui ajungând uneori până în depresiunea centrală lacustră, alteori se pierd în ochiurile de apă sau mlaștinile sărate care tapisează depresiunea. Lacul Lop Nor prezintă și el o poziție incertă în cadrul depresiunii, el purtând și denumirea de "lacul rătăcitor".

Tarimul și depresiunea Lop Nor se individualizează ca un bazin endoreic. Rețeaua hidrografică este dezorganizată. Albiile care ajung în lac poartă denumirea de "daria" ("râu mare").

Împreună cu Tarim mai ajunge distinct în depresiunea Lop Nor (Lop Nur) și Konchedaria (Konche Daria), iar în sud Kerchen.

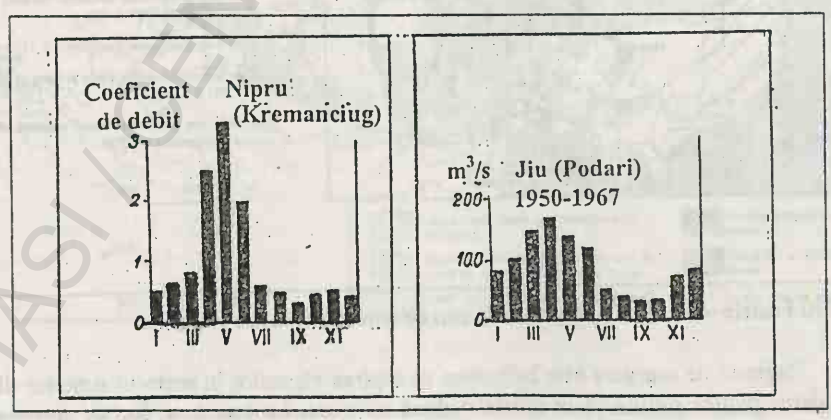


Fig.321 Hidrografele coeficientului de debit pentru râurile Nipru și Jiu

Tarimul se alimentează prin intermediul topirii zăpezilor şi al ploilor, la care se mai adaugă şi topirea gheţarilor (la obârşie). Maximele se produc în mai-septembrie, ponderea cea mai mare o are afluentul Ak Su – 70-80% din volum. Debitul scade treptat ca urmare a evaporării intense şi a infiltraţiilor în substratul nisipos, dar şi a prelevării în irigaţii. La ape mici debitul este de 75 m^3/s, debitul maxim fiind de 2.500 m^3/s. În perioadele secetoase poate seca complet.

Ottawa este afluentul principal al fluviului Sf.Laurenţiu. Regimul hidrologic este asemănător cu cel al Volgăi: ape mari primăvara şi un al doilea maxim toamna.

Nipru are o lungime de 2.285 km şi un bazin hidrografic de 503.360 km^2. La Smolensk debitul mediu este de 97 m^3/s iar la vărsare de 1.670 m^3/s (fig.321).

Regimul hidrologic prezintă ape mari între martie şi iulie (debit maxim în mai) şi ape minime vara. Un al doilea maxim, mai redus, apare în noiembrie şi un al doilea minim se înregistrează în perioada decembrie-februarie.

Donul are o lungime de 1.967 km, drenează un bazin hidrografic de 422.000 km^2 şi se varsă în Marea Azov. Debitul mediu la vărsare este de 900 m^3/s, iar cele cu caracter excepţional pot fi de 13.500 m^3/s şi cele minime de 70 m^3/s.

Organismele hidrografice cu regim de alimentare pluvio-nivală

Sunt specifice Câmpiei Europei Centrale, bazinului inferior al Dunării şi bazinul fluviului Mississippi. Se alimentează în proporţie de 45-50% din ploi, iar restul prin intermediul zăpezilor şi al apelor subterane. Apele mari au un maxim în aprilie şi minime vara.

În dreptul localităţii Podari, Jiul dispune de un debit cu valori de 165 m^3/s în aprilie şi de 31 m^3/s în octombrie.

În cadrul bazinelor cu lungimi şi suprafeţe mari, regimul de scurgere al apelor care se alimentează pluvio-nival se manifestă mult mai complex.

Mississippi izvorăşte din Lacul Cass (Omockos – Minnesota), are o lungime de 3.780 km sau 6.215 km de la izvoarele fluviului Mississippi, drenează un bazin hidrografic de 3.210.620 km^2 şi se varsă prin intermediul unei vaste delte (29.000 km^2) în Golful Mexic. Izvoarele fluviului Mississippi au fost precizate de Henry Rowe Schoolcraft în 1832, ca fiind Lacul Itaska sau Lacul Omockos, la o altitudine de numai 583m (fig.322).

În cursul mijlociu şi inferior primeşte cei mai importanţi afluenţi: Missouri şi Arkansas pe dreapta; Ohio pe stânga (mai bogat în ape decât colectorul principal, contribuind cu 58% din volumul de apă).

În cursul superior are un regim de alimentare nivo-pluvial, cu două maxime în aprilie şi iunie. În dreptul oraşului Saint-Louis recepţionează apele fluviului Missouri (4.320 km, 1.370.000 km^2, 2.200 m^3/s). În acelaşi loc Mississippi deţine un debit mediu de 5.250 m^3/s. La Memphis, după primirea apelor fluviului Ohio (8.000 m^3/s) debitul fluviului Mississippi creşte la 14.000 m^3/s şi regimul hidrologic prezintă o singură maximă în aprilie şi o minimă în septembrie-octombrie. La Baton Rouge, înainte de debuşarea în Golful Mexic, deţine un debit mediu multianual de 18.000 m^3/s, cu maxime în aprilie (36.000 m^3/s) şi minime în septembrie (7.000-8.000 m^3) (Pardé, 1969). Debitele catastrofale variază între 50.000-80.000 m^3/s, iar cel minim între 3.000-5.000 m^3/s. Amplitudinea nivelului este de 7,2m la Saint Paul, 14,3m la Saint Louis, 18,3m la Cairo şi 5-6m la New Orleans.

Mississippi îngheaţă timp de 3-4 luni pe an în cursul superior. Navigaţia se desfăşoară între Saint Paul şi gurile de vărsare pe cca.3.000 km. Amenajarea fluviului s-a făcut în scopul apărării terenurilor împotriva inundaţiilor şi pentru transport.

Când se suprapun apele mari de pe Mississippi-Missouri, cu cele de pe Ohio, au loc inundaţii catastrofale ca cele din 1927, când au fost acoperite cu apă 5 mil.ha şi au fost

distruse 200.000 case. Inundații catastrofale s-au mai produs și în anii 1844, 1903, 1913, 1947, 1951, 1952, 1965, 1973 etc.

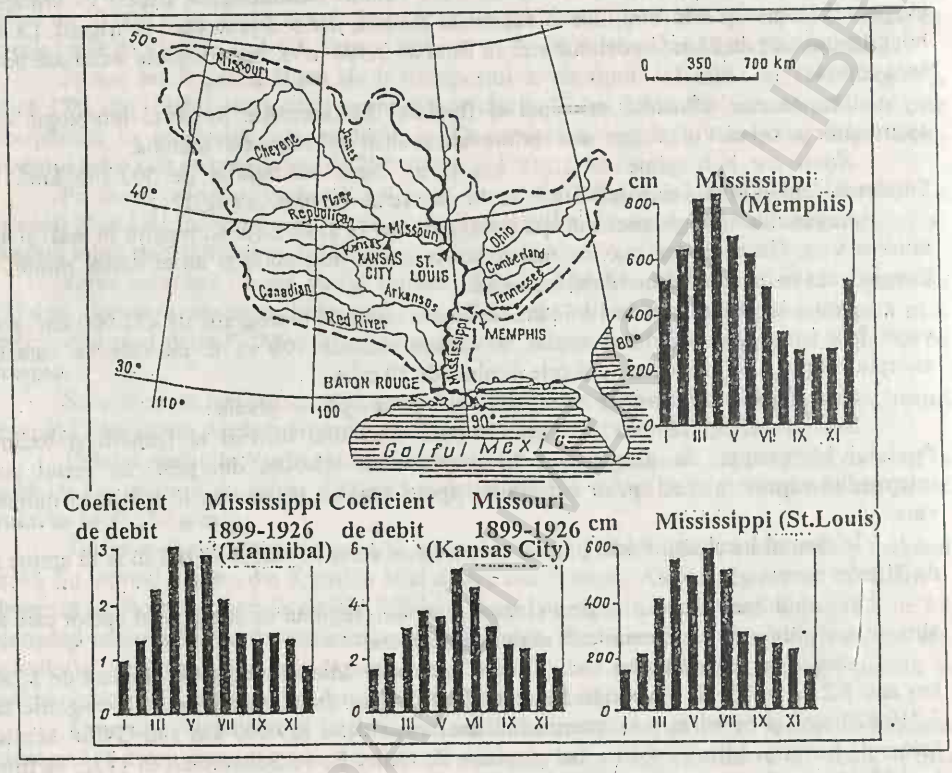


Fig.322 Rețeaua hidrografică a fluviului Mississippi și hidrograful coeficientului de debit lunar

Tot în categoria fluviilor cu regim de alimentare pluvio-nival face parte și Dunărea, numai că ea a fost tratată la un alt capitol.

Organismele hidrografice cu regim de alimentare pluvio-nival de nuanță musonică

Sunt specifice regiunii Amur-Primorie.

Amurul ia naștere în urma confluenței dintre râurile Silka și Kerulen Argun, are o lungime de 2.846 km (sau 4.440 km de la izvoarele râului Argun) și drenează un bazin hidrografic (împreună cu toți afluenții) de 1,84 mil.km^2. Bazinul hidrografic se împarte astfel: 995.000 km^2 în Federația Rusă, 815.000 km^2 în China și 33.000 km^2 în Mongolia. Prin afluentul Argun (1.520 km), care izvorăște din Munții Hinganul Mare, își are izvoarele în China și prin Silka, respectiv Onon (1.408 km) izvorăște din Mongolia. Bazinul Amurului prezintă 10.610 afluenți și 61.426 lacuri ce însumează o suprafață de 10.599 km^2. Se varsă prin intermediul unui estuar în Strâmtoarea Tătară (legătura dintre Marea Japoniei și Marea Ohotsk) (fig.323).

Cei mai importanți afluenți sunt reprezentați de Zeia și Bureia pe stânga, Sungari și Ussuri pe dreapta.

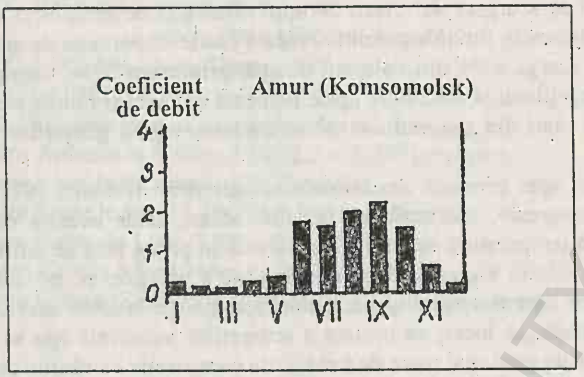


Fig.323 Hidrograful coeficientului de debit pentru fluviul Amur

Prezintă un regim hidrologic cu două maxime în iunie şi septembrie şi o singură minimă în februarie-martie. Debitul maxim din iunie are un caracter secundar şi este generat de topirea zăpezilor. Maxima principală din septembrie este rezultatul ploilor musonice. La Komsomolsk, între iunie şi septembrie, debitul este de 12.000-40.000 m^3/s. În martie se înregistrează cele mai reduse debite (coeficient de debit 0,1) ca urmare a îngheţului care durează din noiembrie până în aprilie. Debitul mediu multianual este de 11.000 m^3/s. Variaţiile de nivel sunt cuprinse între 10-15m pe cursul superior şi 6-7 m pe cel inferior.

La gura de vărsare mareea prezintă o amplitudine de 1,5-2,6m. Inundaţiile se desfăşoară pe 1-25 km lăţime timp de 70 zile. Debitul solid este de 41.000 t/24h. Prezintă o mare varietate de peşte (99 specii) din care se remarcă somonul, fiind, de fapt, cel mai important fluviu rusesc în această privinţă.

11.b.4.Regiunea aridă

Din această categorie fac parte deşerturile reci ale zonei temperate, unde variaţiile de temperatură sunt mari, mai ales între anotimpuri: Karakum, Kîkîlkum, Muiunkum, Sary Işikotrau, Takla-Makan, Gobi, Ustiurt, Betpak-Dala, Tsaidam etc.

Reţeaua hidrografică este diversă şi prezintă o serie de regimuri de scurgere a apei: cursuri de apă cu caracter permanent ce se alimentează din gheţari şi zăpezi şi se varsă în lacuri dulci sau sărate (Amu Daria, Sîr Daria, Tarim, Ili etc.); cursuri de apă care se pierd în deşerturile nisipoase (Karakum, Murgab, Tedjen etc.); cursuri intermitente, cu scurgere doar în timpul ploilor puternice (Usboi etc.).

Amu Daria izvorăşte din gheţarii şi zăpezile Munţilor Pamir, are o lungime de 2.381 km, drenează un bazin hidrografic de 327.000 km^2 şi se varsă în Lacul Aral printr-o deltă de mari dimensiuni.

În Câmpia Turanului pierde o mare cantitate de apă ca urmare a evaporării foarte puternice. Are un debit mediu multianual de 1.970 m^3/s.

Sîr Daria izvorăşte din Munţii Tianşan, are o lungime de 1.660 km, drenează un bazin hidrografic de 219.000 km^2 şi se varsă în Lacul Aral prin intermediul unei delte.

Debitele maxime sunt specifice lunilor mai-iunie (1.080 m^3/s) şi cele minime sezonului rece (76 m^3/s).

11.b.5.Zona rece

Sunt caracteristice cursurile de apă din nord-estul Siberiei şi Canadei care, între noiembrie-aprilie, se află sub influenţa temperaturilor foarte coborâte.

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI
GEOGRAFIE

Regimul de scurgere se înscrie în tipul nival pur de câmpie şi în cel pluvio-nival cu îngheţ intens. Sistemele fluviale prezintă creşteri foarte importante de apă vara, cu maxime în august; vara se scurge 52% din volumul de apă, primăvara 29%, toamna 18% şi iarna doar 1%. În cursurile mijlocii şi inferioare apele îngheaţă complet şi râurile prezintă un debit nul (0 m^3/s.). Debitele mari din sezonul estival se datoresc topirii gheţurilor şi a zăpezilor dar şi ploilor de vară.

Scurgerea apei prezintă următoarele caracteristici (Pissart, 1977): topirea zăpezii se face în etape, progresiv, sub acţiunea radiaţiei solare, unde aceasta este acoperită cu praf eolian chiar dacă temperatura este $<0^0C$; apa topită în prima fază se infiltrează în zăpadă şi se scurge la limita solului îngheţat, după care are loc o scurgere pe zăpadă, formându-se chiar albii pe acest strat care noaptea îngheaţă; când apa ajunge în albia adevărată este încărcată cu zăpadă şi se deplasează încet; ca urmare a scurgerilor subnivale apa se încarcă cu aluviuni, fapt ce determină un grad mai mare de turbiditate comparativ cu râurile de la latitudini medii.

Iana are o lungime de 879 km şi drenează un bazin hidrografic de 244.700 km^2.

Indighirka se formează din unirea râurilor Tarîn Iuriah şi Halkan care izvorăsc de pe versanţii nordici ai Munţilor Halkansk. Are o lungime de 1.790 km, o suprafaţă a bazinului hidrografic de 360.400 km^2 şi se varsă în Marea Siberiei de Est printr-o vastă suprafaţă deltaică.

Dintre afluenţi se remarcă Seleniah, Uiandina pe stânga şi Bediarih pe dreapta.

Cea mai importantă scurgere se produce vara (52%) şi cea mai redusă iarna (1%). Fluviul îngheaţă total din octombrie până în iunie.

La Usti Nera debitul mediu este de 428 m^3/s, iar cel maxim de 10.600 m^3/s; la Voronţov, în apropierea gurilor de vărsare, debitul mediu este de 1.570 m^3/s, iar cel maxim de 11.500 m^3/s. Cu toate că debitul lichid este ridicat, cantitatea de aluviuni transportată de Indighirka este redusă deoarece solului din cadrul bazinului hidrografic este îngheţat şi rocile din zona montană, bine împădurită, sunt dure. Se transportă anual cca.13,7 mil.t material solid. Trebuie remarcat faptul că amplitudinea de variaţie a nivelului este foarte ridicată: 7-11m.

Navigaţia este limitată la 3-4 luni pe an din cauza îngheţului.

Kolâma are o lungime de 2.600 km şi drenează un bazin hidrografic de 644.100 km^2.

Anadâr are o lungime de 897 km şi o suprafaţă a bazinului hidrografic de 81.600 km^2.

Tipul scurgerii şi variabilitatea debitelor

Modalitatea variaţiei debitului într-un an banal şi de la un an la altul constituie o ultimă caracteristică a fiecărui regim hidrologic.

Un regim este *ponderat* când ecarturile sunt slabe:

- între debitele extreme;
- între DC 10 şi DC 355;
- între DC 1 şi DC 364;
- între DC 0,1 şi DC 364,9;
- dacă nu el este considerat excesiv.

Un regim este *regulat* când prezintă acelaşi retur periodic, ciclic pentru aceleaşi caractere ale etiajului, apelor mari, inundaţii etc. Sezoanele hidrologice revin regulat în fiecare an, aproape la aceleaşi date. Dacă nu se îndeplinesc aceste caracteristici regimul este neregulat. Exemplu:

- cursurile de apă glaciare sunt regulate, dar excesive;
- cursurile de apă mediteraneene sunt neregulate şi excesive;
- cursurile de apă din câmpiile nivale sunt regulate şi excesive;

Ponderarea se poate exprima prin calculul raporturilor:

- raportul DC 10/DC 355, pentru Rhin în 1959 este 3,7;
  pentru Rhin 1870-1959 este 5,2;
- raportul DC 1/DC 364 pentru Ubaye 1959 este 16;
- raportul DC 0,1/DC 364,9;
- raportul Q_{xx}/Q_{nn} maxim maximorum/minim minimorum,
  pentru Ardeche la Vallon 7.500/2,5 = 3.000 (excesiv);
  pentru Loire la Roanne 9.000/35 = 260;
  pentru Seine la Paris 2.500/14 = 180 (ponderat);
  pentru Rhône la Lyon 7.000/150 = 47;
  pentru Rhin la Rheinfelden 3.000/272 = 11;
  pentru Congo (Zair) 65.000/24.000 = 2,7 (ultra ponderat).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL IX LIMNOLOGIE

Motto:

"*...Au fost chiar mulţi oameni care s-au înecat într-o oglindă...*".

Ramon Gomez de la Serna, Gustav cel năstrușnic

"*Să ajutăm hidra să-şi reverse ceaţa*".

Mallarmé, Divagaţii, p.352

A.Caracterele generale ale lacurilor

1.Concepţie şi definiţie

Limnologia este ştiinţa care studiază lacurile şi toate celelalte ape stătătoare (naturale sau artificiale), inclusiv fenomenele hidrologice, de natură fizică sau chimică, în relaţie cu mediul înconjurător (chimismul, termica, dinamica, capacitatea de dezvoltare a asociaţiilor floristice şi faunistice etc.), precum şi valorificarea lor de către om.

Cuvântul limnologie îşi are rădăcina în grecescul *limne* = lac. În categoria formaţiunilor lacustre se încadrează lacurile, bălţile şi mlaştinile.

Prin obiectul ei de studiu limnologia este o disciplină de graniţă între geografie şi biologie. Ea aparţine *geografiei* prin faptul că studiază depresiunea şi modul ei de formare, studiază apa cu toate caracteristicile ei (fizice, chimice, dinamică), adică biotopul, această subramură purtând denumirea de *limnologie fizică*. Aparţine *biologiei* deoarece se ocupă cu studierea florei şi faunei din apele stătătoare (biohidrocenoza), această ramură numindu-se şi *limnologie biologică*. Deoarece biotopul şi biohidrocenoza dintr-un lac alcătuiesc un întreg, apele stătătoare, în general, reprezintă cele mai tipice sisteme din natură care pot fi numite şi limnosisteme (Gâştescu, 1979).

"Lacurile, de altfel, formează sisteme mai mult sau mai puţin închise aşa încât ele prezintă o serie întreagă de medii ecologice care permit o abordare, pe bază de comparaţie reală, a mecanismului naturii" (Hutchinson, 1957). Biologul american Forbes (1887) compară lacul cu un microcosmos şi de aici importanţa studierii lacurilor pentru descifrarea evoluţiei geografice a regiunii respective.

Într-o viziune mai cuprinzătoare limnologia este "ştiinţa interdisciplinară care studiază bazinele de apă cu schimb lent – naturale sau artificiale -, sub aspect istoric, adică dinamic în timp şi zonal ca spaţiu, procesele actuale fizice şi biotice, pe baza transformării energiei şi substanţei ce are loc în masa de apă, legităţile evoluţiei şi răspândirii geografice, resursele lor naturale şi posibilităţile de folosire de către societatea omenească" (Gâştescu, 1971).

2.Istoricul limnologiei

Fondatorul limnologiei este considerat a fi medicul şi naturalistul elveţian François A. Forel (1841-1912), profesor la Universitatea din Lausanne (Elveţia). Primele sale studii au fost "Instrucţiuni asupra studierii faunei de adâncime din Léman" (1869). Lucrarea de fundamentare a limnologiei este reprezentată de "Le Léman: Monographie limnologique", Lausanne, 1892, 1895, 1904 (3 volume).

Murray J. (1910) introduce metodologia de studiu proprie oceanografiei şi hidrologiei în cercetările sale exhaustive asupra lacurilor din Scoţia.

Halbfass W. (1923) a publicat tratatul de "Geografia, fizica şi chimia lacurilor" (Berlin), bază a limnologiei moderne.

În vederea unei organizări judicioase a luat fiinţă, la iniţiativa lui Thieneman August şi Nauman Einar, prin adeziunea a 103 specialişti din diferite ţări, la 1 ianuarie 1922, în Kiel

BCU "Alexandru Ioan Cuza" IAŞI LIBRARY

(Germania), Societatea Internaţională de Limnologie (S.I.L. – Societas Internationalis Limnologiae).

Primele observaţii sistematice asupra unor lacuri din ţara noastră au început cu adevărat abia după anul 1950. Pentru acest început cu caracter organizat s-au evidenţiat următorii geografi: Vîlsan G., Brătescu C., Martonne Emm. de., Morariu T., Coteţ P., Mihăilescu V. etc.; geologi: Munteanu-Murgoci Gh., Mrazec L., Maxim I. etc.; biologi: Antipa Gr., Borcea I., Lepşi I., Antonescu C.S. etc.; chimişti: Poni P., Petreanu P. etc.

Printre cele mai importante lucrări de limnologie, cu caracter geografic, adevărate monografii regionale, se pot cita: "Câteva aspecte privind bilanţul hidrologic al lacurilor din Câmpia Moldovei" (Schram Maria, 1968), "Lacurile dulci din Câmpia Transilvaniei" (Săndulache, 1970), "Lacurile din România" (Gâştescu, 1971), "Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali" (Pişota, 1971), "Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre" (Breier, 1978) etc.

3.Definirea termenilor de lac şi baltă

Lacul este "o masă de apă stătătoare, într-o adâncitură a feţei pământului, care nu este în directă legătură cu marea" (Forel, 1892).

Termenul de lac se poate da "tuturor depresiunilor naturale sau artificiale ce conţin apă şi care au o viaţă proprie, o anumită autonomie" (Dussart, 1966).

Una din cele mai simple definiţii date lacului spune că acesta este "o întindere apreciabilă de apă de suprafaţă în interiorul uscatului" (International Glossary of Hydrology, 1992). Totodată lacul este "o întindere de apă dulce sau sărată ce ocupă o depresiune închisă situată la suprafaţa unui continent" (Dictionnaire Encyclopédique Alpha, 1983).

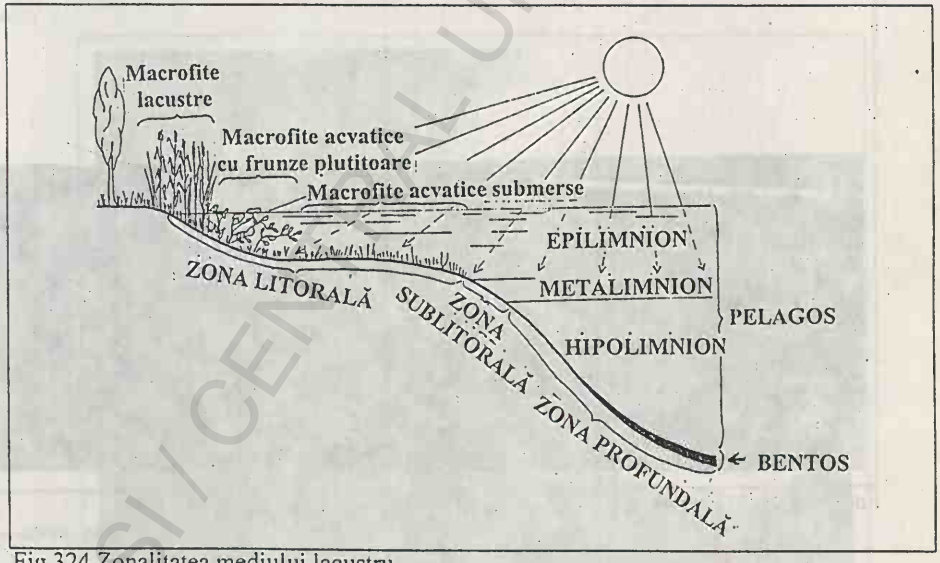


Fig.324 Zonalitatea mediului lacustru

În definirea noţiunii de lac criteriul de bază trebuie să-l constituie cuveta şi masa de apă care sunt inseparabile, pe de o parte, şi caracteristica hidrică de apă relativ stagnantă, pe de altă parte; prin urmare "lacul este volumul de apă relativ stagnant, cantonat într-o depresiune de pe suprafaţa uscatului şi care nu are legătură directă cu Oceanul Planetar" (Gâştescu, 1971). Conform definiţiei date rezultă că în categoria lacurilor se includ bazinele

naturale şi cele artificiale (Bratsk, Assouan, Porţile de Fier I şi II etc.), de la suprafeţele de apă de ordinul a mii de metri pătraţi, la cele de ordinul a mii de kilometri pătraţi (Marea Caspică, Aral, Baikal, Victoria etc.) care se găsesc la diferite niveluri faţă de Oceanul Planetar, fie deasupra, fie dedesubt (Marea Moartă, Lacul Tiberiadei etc.), de la adâncimi mici de ordinul zecilor de metri până la cele de ordinul a mii de metri (Baikal, Tanganyika, Malawi etc.), indiferent dacă au vegetaţie emersă sau submersă, fund productiv sau neproductiv, dacă sunt sărate (Marea Moartă, Marea Caspică, Techirghiol, Ursu etc.), salmastre (complexul lagunar Razim-Sinoie) sau dulci, dacă au caracter permanent sau temporar etc. Pentru această definire interesează forma depresiunilor în care este cantonată apa (circulară, ovală, alungită, digitală etc.), caracteristica de bază fiind aceea a schimbului lent de apă cu mediul înconjurător care atrage după sine o serie de particularităţi ale regimului hidric, termic, hidrochimic, ale biocenozelor proprii numai lacurilor etc.

Din multitudinea definiţiilor date până în prezent nu se face o distincţie foarte clară între lac, baltă şi iaz; tranziţia aceste categorii între lacustre nu este tot timpul clară. Numai mărimea nu poate fi un criteriu de bază, o baltă putând fi mult mai mare decât un lac de mici dimensiuni. Se mai utilizează ca indice de separare a acestora şi adâncimea, care prin indicii fizico-geografici permite definirea limitelor de încadrare.

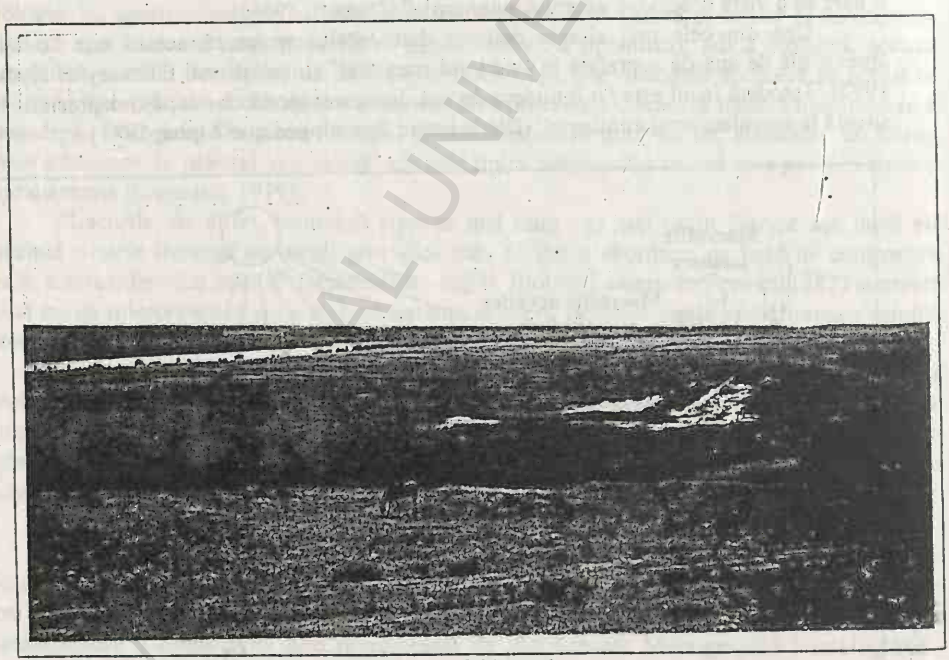


Foto 46 Bălţile Dunării din sudul Braţului Sf.Gheorghe

Foto Gh.Romanescu

Într-o manieră generală s-a convenit (Imboden, 1976) că un *lac* prezintă, pe lângă zona litorală şi o zonă de adâncime lipsită de lumină unde fundul este denudat de vegetaţie; apa sa este adesea stagnantă deoarece curenţii se manifestă mai ales când deţine afluenţi sau emisari importanţi. La definiţia de faţă s-au raliat şi unii autori români (Antonescu, 1963) care afirmă: "Numim lac o apă stagnantă care este atât de întinsă şi adâncă, încât putem deosebi în ea două zone: 1) o zonă de mal (litoral) acoperită cu vegetaţie acvatică emersă şi submersă, deci cu

fundul productiv şi 2) o zonă adâncă (profundal), obscură, lipsită de plante şi acoperită, pe fundul neproductiv, cu mâl fin de structură uniformă" (fig.324), "după această definiţie limnologică, România are foarte puţine lacuri, în înţelesul de mai sus, ar fi: Snagovul (adânc de 11m) şi unele tăuri din Carpaţi (Zănoaga, Bucura, Galeşul, primul adânc de 27m), Lacul Roşu şi marele lac de la Bicaz (cca.93m). În schimb ţara noastră are foarte multe luciuri de apă stătătoare, unele foarte întinse, dar aşa de puţin adânci încât vegetaţia se poate fixa pe orice parte a fundului lor. Aceste ape se numesc bălţi pe alocuri iezere şi ghioluri" (foto 46).

Pentru *iazuri* adâncimea nu depăşeşte niciodată 3m şi acestea pot fi colonizate de plantele acvatice pe toată întinderea fundurilor sale care nu primesc căldură solară; apele stagnante, datorită volumului şi întinderilor mici, sunt sensibile la variaţiile influenţelor externe. Dacă aceste acumulări sunt artificiale, adică reţinute de un dig, sistemul trebuie prevăzut cu un dispozitiv pentru reglarea nivelului. În literatura geografică românească prin iaz se înţelege, de cele mai multe ori, un lac artificial. *Balta* este o întindere mică de apă, de obicei cu adâncimi ce rar depăşesc 80cm, unde toate stratele de apă suportă acţiunea Soarelui; în acest caz există variaţii termice cotidiene. Suprafeţele de apă cu cele mai mici dimensiuni poartă denumirea de *băltoace*, care de cele mai multe ori dispar în anotimpul secetos. Pentru ţara noastră termenul de baltă este bine a fi utilizat în accepţiunea largă, populară, doar pentru suprafeţele de apă din luncile inundabile; în acest caz nu este vorba de un anume lac ci de o regiune geografică, o unitate naturală cu mai multe elemente: de relief, hidrografie, vegetaţie, faună, utilizare economică etc. El poate avea două sensuri: toponim consacrat luncilor inundabile (Lunca Dunării, Siretului etc.); cel de-al doilea trebuie restrâns la lacurile de luncă, ca tip genetic nu şi ca fază de evoluţie (în acest caz are circulaţie restrânsă). Emm. de Martonne (1902) aminteşte că "La Călăraşi începe ceea ce poporul numeşte propriu-zis Balta".

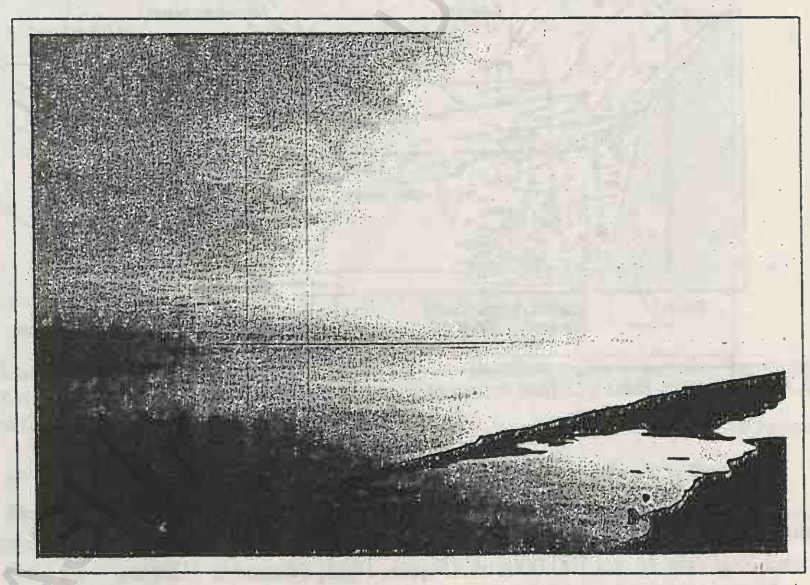


Foto 47 Chott Jerid din nordul Saharei

Foto Gh.Romanescu

"Balta este numele sub care poporul român (cel riveran Dunării, dar şi păstorii ardeleni care-şi iernau de secole turmele în ea) denumeşte lunca Dunării, adică acea unitate geografică

naturală a teritoriului țării... unitate naturală care a avut ceva în ea din rolul Carpaților în aceeași istorie" (Conea, 1965).

Din definițiile date lacurilor, în special, și apelor stătătoare, în general, se pot trage mai multe concluzii.

Cel mai important caracter este cel *stagnant* al apei, care și el are caracteristica relativității. Reprezintă deosebirea esențială față de apele curgătoare.

Cel de-al doilea caracter este reprezentat de *dimensiuni* (suprafață și adâncime). Din această perspectivă definițiile lui Imboden și Antonescu sunt bazate pe criterii biologice (Gâștescu, 1998). În acest caz Marea Azov, care are doar 9m adâncime și este lipsită de o zonă profundă ar trebui inclusă la categoria bălților sau iazurilor.

Al treilea caracter este reprezentat de poziția lacului față de un bazin marin. Dacă din definiții reiese că lacul nu are legătură cu mare, în acest caz trebuie eliminate laguncle. De cele mai multe ori lagunele trebuie încadrate în sisteme de tranziție sau pot fi clar delimitate și trecute la categoria lacuri. Caracterele acestora au fost puternic modificate de activitățile antropice (nivelul complexului lagunar Razim-Sinoie este cu 50cm mai ridicat decât cel al Mării Negre, salinitatea apei a coborât la valori de 2-5‰etc.). Dacă se ia în considerare acest din urmă caracter, Marea Caspică este cu adevărat un lac.

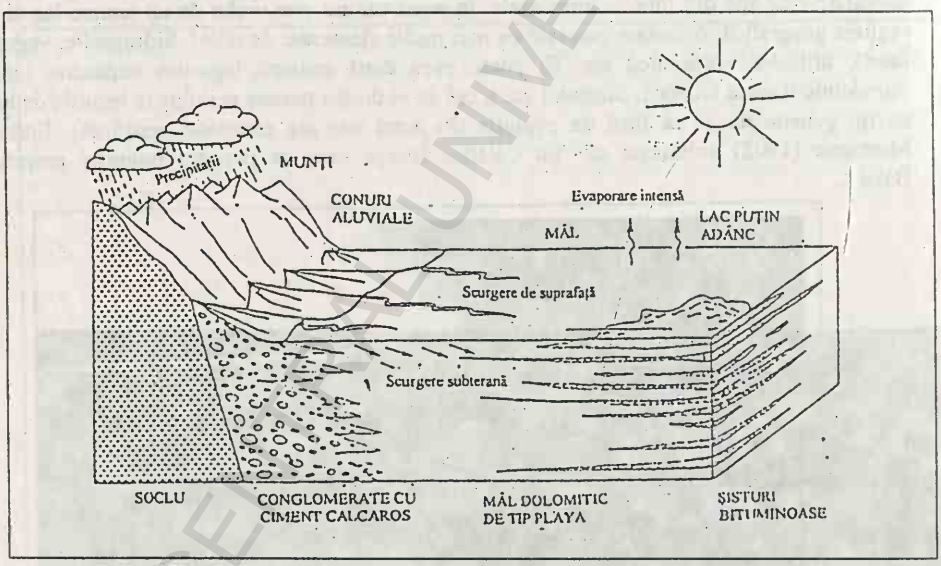


Fig.325 Formarea lacurilor fără scurgere și mediile sedimentare specifice
după Eugster, Hardy, 1975 citați de Champley, 1988

4.Răspândirea lacurilor

Numărul total al lacurilor pe Terra este de cca.1 milion, ceea ce reprezintă între 2,1 – 2,7 milioane km^2 (1,4 – 1,8% din suprafața uscatului, adică dimensiunea Mării Mediterane). Volumul total este de cca.700.000km^3 (Pișota, 1995; Zăvoianu, 1999).

În țara noastră numărul lacurilor este de cca.3.450 (din care 2.300 naturale și 1.150 artificiale) și totalizează o suprafață de 2.620km^2 (Gâștescu, 1971).

4.a.Lacurile din zonele cu climă umedă și temperată

Dețin un volum mare de apă, sunt cele mai numeroase, au un regim de alimentare pluvială, pluvio-nivală, nivo-pluvială sau nivală.

Cele mai multe dintre ele devin dulci şi prezintă scurgere de suprafaţă. Formează categoria de *lacuri cu scurgere* deoarece au legătură cu Oceanul Planetar (ex: Onega, Ladoga, Baikal, Biwa, Tanganyika, Victoria, Huron, Ontario, Titicaca, Balaton, Zănoaga etc.).

4.b.Lacurile din zonele aride şi uscate

Nu sunt numeroase şi sunt lipsite de scurgere. Au un volum mic de apă, de cele mai multe ori sunt sărate şi prezintă un regim de alimentare pluvială sau pluvio-nivală. Nu au legătură cu Oceanul Planetar şi formează categoria de *lacuri fără scurgere* (fig.325).

Pe teritoriul Africii poartă denumirea de şoturi (chott) (lacuri sărate sau sebkha de mari dimensiuni), sebkhaouri (sebka) (depresiuni saline aride cu repartiţie în Africa de Nord şi Arabia; din punct de vedere geologic reprezintă un zăcământ de gisp şi anhidrit amestecat cu nisip şi mâl), sahrezuri sau panuri (ex: Ciad, el Hodna, Chott el Jerid (foto 47), Marea Moartă, Aral, Caspica etc.) (fig.326).

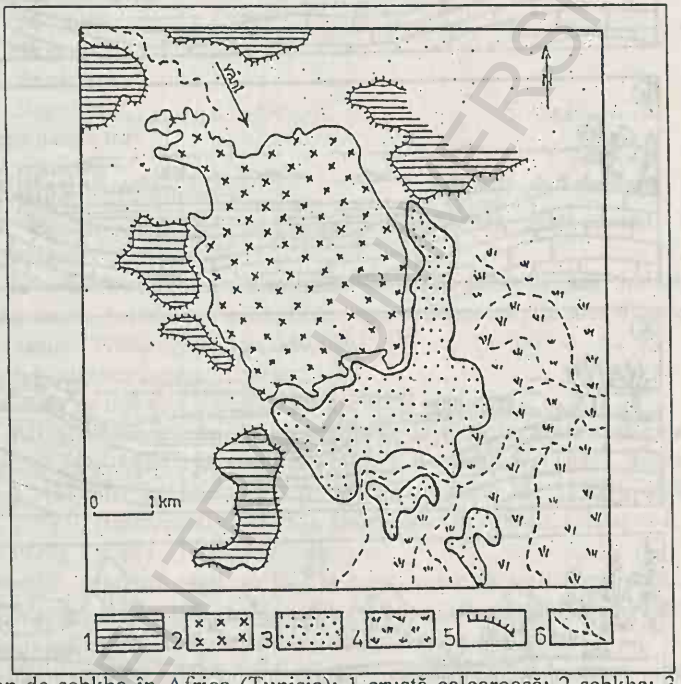


Fig.326 Câmp de sebkha în Africa (Tunisia): 1-crustă calcaroasă; 2-sebkha; 3-„ochelari"; 5-terase; 6-ueduri

după Jauzein, 1962

5. Tipurile de lacuri

Încă de la primele lucrări cu caracter hidrologic, în general, şi limnologic, în special, s-au încercat diferite categorisiri ale lacurilor în funcţie de caracteristicile dominante.

Cele mai cunoscute clasificări sunt:

a. după originea cuvetei lacustre:
   - rezultate din acţiunea factorilor interni (tectonice, vulcanice);
   - rezultate din acţiunea factorilor externi (din acţiunea apelor curgătoare, din acţiunea de dizolvare a apei, glaciare, de depresiuni eoliene, de la ţărmul mărilor şi oceanelor etc.).

b. după regimul hidric:
   - permanente;
   - temporare;
   - cu scurgere;
   - fără scurgere (închise).

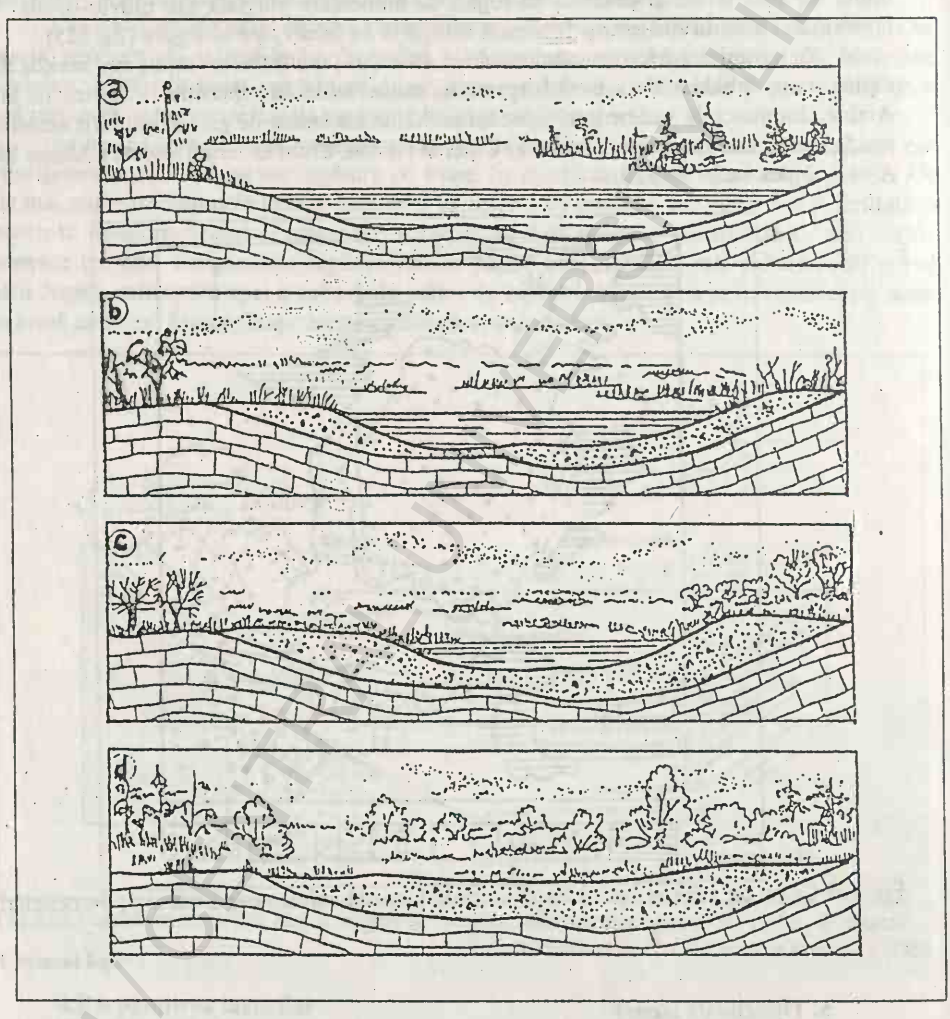


Fig.327 Evoluția cuvetelor lacustre: a-tinerețe; b-maturitate; c-bătrânețe; d-mlaștină
după Gâștescu, 1998

a. după regimul termic:
   - polare;
   - temperate;
   - tropicale;
   - reci;

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

- mezotermale;
- termale.

b. după gradul de mineralizare şi compoziţia chimică:
- dulci;
- salmastre;
- sărate;
- hidrocarbonatate;
- sulfatate;
- clorurate.

c. după potenţialul trofic:
- oligotrofe;
- eutrofe.

d. după poziţia geografică în diferite unităţi de relief:
- de munte;
- de podiş;
- de câmpie;
- litorale etc.

e. după natura lor:
- naturale;
- antropice (artificiale).

Pentru lacurile artificiale (antropice) se consideră drept criterii de clasificare următoarele caracteristici:

- scopul (hidroenergetic, alimentare cu apă potabilă sau industrială, irigaţii, piscicultură, agrement, balneoterapeutic, decantarea reziduurilor, flotarea minereurilor etc.);

- dimensiunea (volumul de apă acumulat).

5.a.După originea cuvetei lacustre

Clasificarea de faţă este specifică geografiei şi geologiei.

Cele mai multe clasificări de acest gen au la bază lucrările elaborate de Penck A. (1882), Richtofen von (1886), Davis W.M. (1887), Russell I.C. (1895), Supan A.G. (1896), Delebecque A. (1898), Geikie J. (1905), Martonne Emm. de (1909), Collet L. (1925), Mehedinţi S. (1930), Hutchinson E. (1957), Bogosloski B. (1960), Gâştescu P. (1963, 1971), Guilcher A. (1979), Pişota I. (1983, 1995) etc.

La început, geomorfologii au luat în considerare factorii constructivi, distructivi şi obstructivi. Un element demn de luat în calcul îl reprezintă timpul (Davis, 1887); prin urmare lacul nu poate fi permanent, el apare, se dezvoltă şi dispare (fig.327).

Cea mai completă clasificare, după originea cuvetei lacustre, este efectuată de Hutchinson (1957). Autorul ajunge să stabilească 75 de tipuri genetice de cuvete, cuprinse în 11 grupe de procese naturale.

5.a.1.Lacuri rezultate din acţiunea factorilor interni

5.a.1.1.Lacuri tectonice

- *Lacuri relicte*, adică lacurile izolate de mare în urma unor mişcări epirogenetice.

Procesul de naştere este foarte vechi şi în acelaşi timp foarte complicat. Evoluţia bazinelor marine şi a continentelor, sub impactul forţelor interne ale Pământului şi cele cosmice, a creat condiţii de scoatere a unor porţiuni din domeniul marin şi transformarea lor în uscaturi sau bazine lacustre.

Un exemplu elocvent, în această privinţă, îl reprezintă fosta Mare Sarmatică care, începând din Pliocen, a fost izolată de celelalte mări fragmentându-se şi determinând apariţia lacurilor Vienei, Panonic, Pontic, Aral şi Caspic; din acest şirag de lacuri unele s-au scurs prin

BCU UNIVERSITY LIBRARY

captare (ex: Viena, Panonic), altele au intrat în legătură cu Oceanul Planetar (ex: Pontic), iar altele au rămas izolate, fiind astăzi, vaste întinderi lacustre (Caspica, Aral) (fig.328). Cauza fragmentării Mării Sarmatice o constituie formarea lanțului muntos alpino-carpato-caucaziano-himalaian.

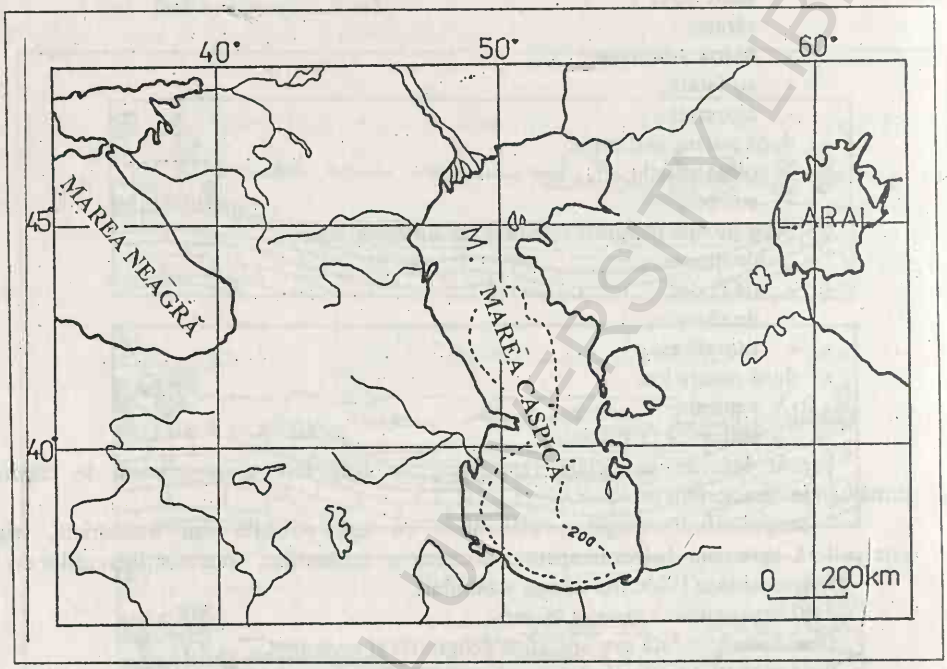


Fig.328 Poziția geografică a Mării Caspice

Tot în această categorie se încadrau și Marea Baltică, lacul cuaternar din Câmpia Română, șiragul de lacuri intramontane Bilbor, Borsec, Gheorgheni, Ciuc, Bârsei etc. În S.U.A. se dau ca exemple lacurile din Peninsula Florida, dintre care cel mai important este Okeechobee (1.840km^2) care are o adâncime de numai 4m (Hobbs, 1912). Aceste lacuri au reprezentat cândva un fund de mare ce s-a ridicat continuu.

Cel mai recent paleolac existent pe teritoriul țării noastre a fost cel care ocupa actualul areal al Câmpiei Române și a cărui apă s-a scurs spre mijlocul Cuaternarului, prin nordul Dobrogei, în actualul bazin al Mării Negre.

- Lacuri rezultate în urma mișcărilor seismice

Se formează în urma mișcărilor seismice care produc tasări sau scufundări în scoarța terestră. Depresiunile în cauză sunt umplute ulterior cu apă. Astfel de lacuri au apărut în Japonia (1690), multe din ele secate ulterior, sau în Columbia secolului al XVIII-lea, unde s-au format 215 lacuri. În S.U.A. a apărut lacul Reelfoot pe teritoriul statelor Tennessee, Missouri și Arkansas (ca urmare a cutremurului din 1811 care a barat cursul fluviului Mississippi prin intermediul unor roci dure).

- Lacuri situate în bazine sinclinale

Bazinele sinclinale reprezintă depresiunile ideale de apariție a lacurilor. Multe suprafețe lacustre s-au format în structura jurasiană (Munții Jura) unde se remarcă Lac de Joux, sau în masivul Säntis (Elveția) cu lacul Fählen (fig.329).

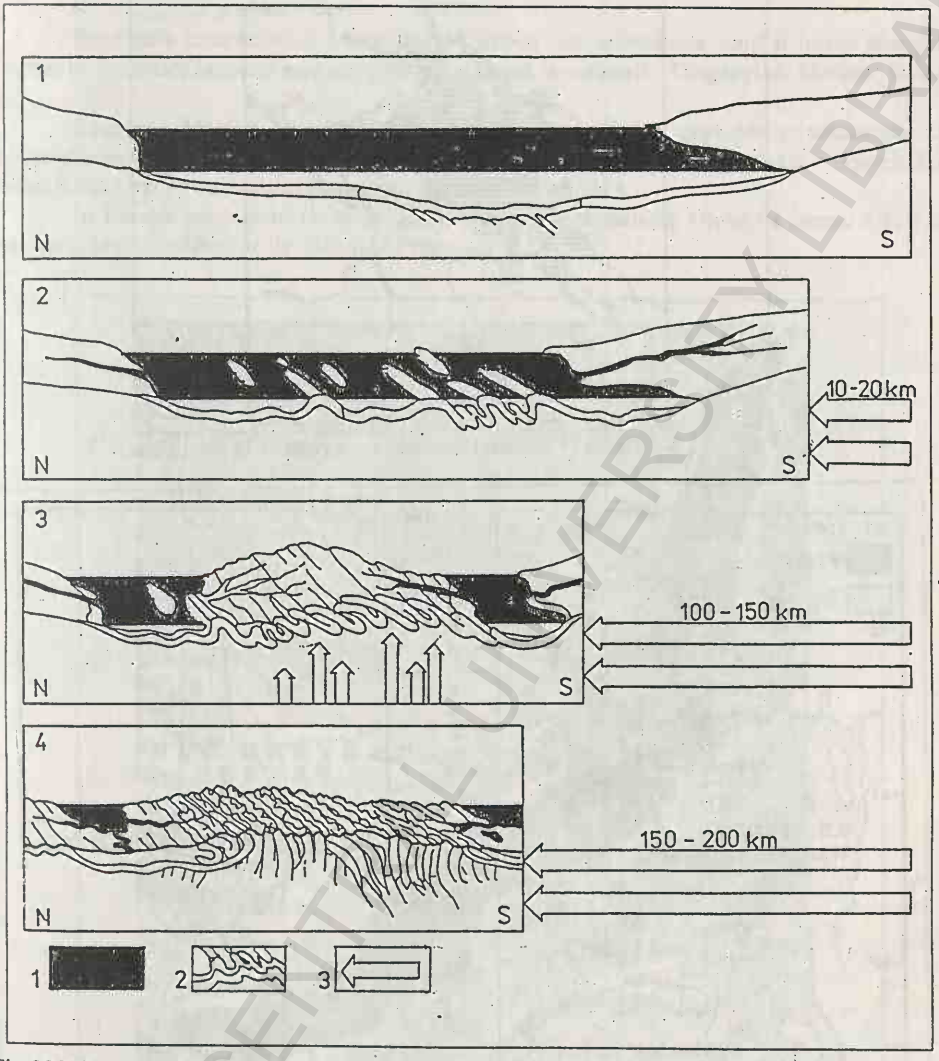


Fig.329 Formarea lacurilor jurasiene: 1-suprafețe acvatice; 2-cutări alpine; 3-deplasare laterală

- *Lacuri situate în bazine intramontane*

Podișul Altiplano din Cordiliera Andină a Americii de Sud a creat condiții apariției în Pleistocen a imensului lac de altitudine Ballivian, din care astăzi a mai rămas lacul Titicaca (cel mai întins lac de altitudine, cu 8.110km^2 și o adâncime maximă de 230m). În condiții asemănătoare s-a format și lacul Sulawesi.

- *Lacuri situate în regiuni faliate*

a. *Lacuri situate pe falii simple*

Nu sunt numeroase și sunt răspândite în Sierra Nevada și Marele Bazin din vestul Americii de Nord (Albert, Winnemucca, Walker), Finlanda (fig.330).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

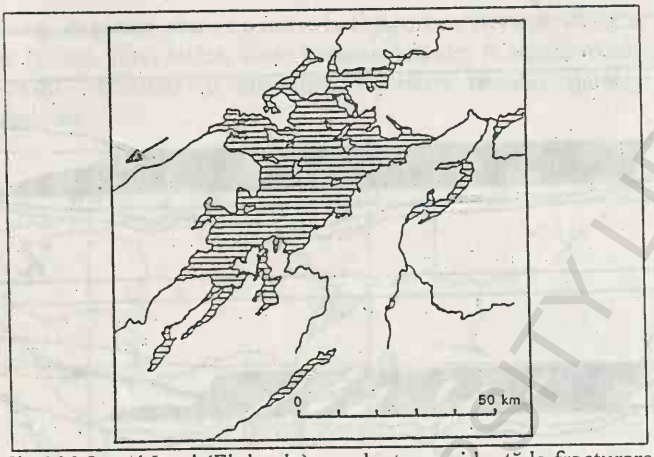


Fig.330 Lacul Inari (Finlanda) cu adaptare evidentă la fracturare

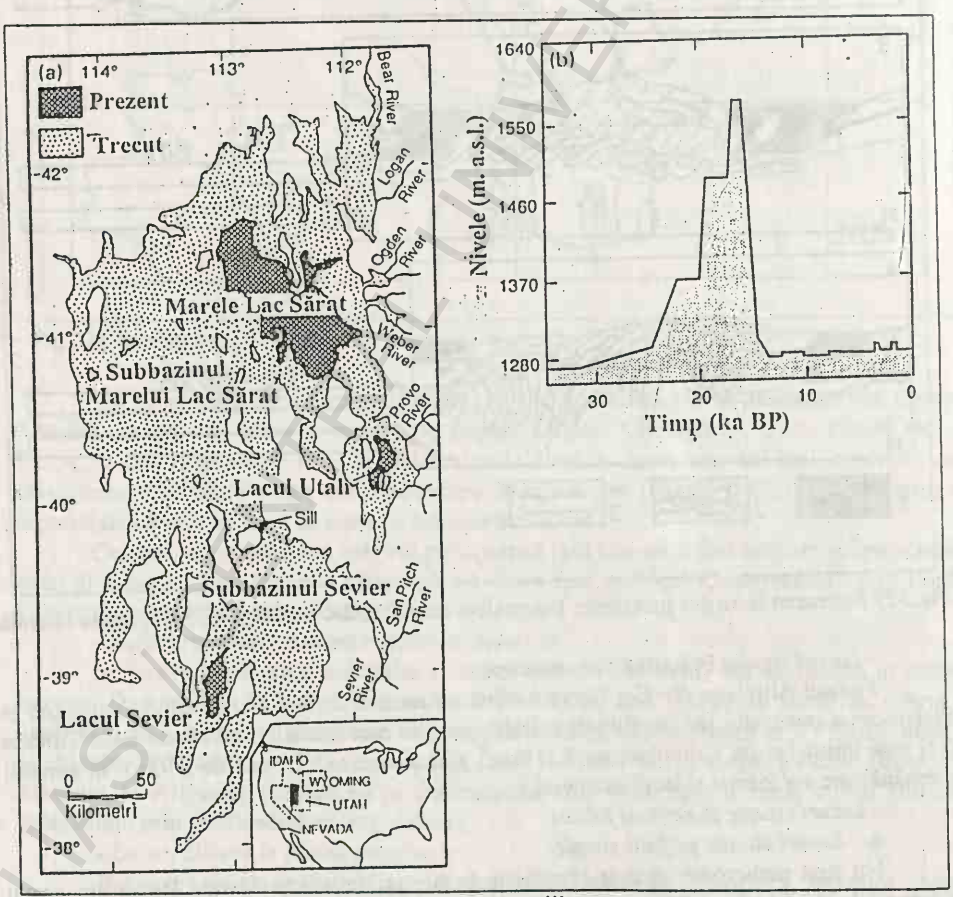


Fig.331 Extensiunea maximă a paleolacului Bonneville

după Benson, Thompson, 1987; Spencer et al., 1984

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

b. *Lacuri de graben*

Principala caracteristică a lacurilor de graben este adâncimea mare şi forma alungită. Versanţii bazinelor lacustre sunt abrupţi, uneori până la verticală (Tanganyika, Malawi, Baikal etc.).

Regiunea Marelui Bazin (S.U.A.), puternic tectonizată, cuprinde o succesiune de compartimente dintre care două sunt mai importante: Marele Bazin propriu-zis şi Marele Lac Sărat (Utah), un rest al lacului pleistocen Bonneville (fig.331).

În Europa sunt lacuri de acest gen în Peninsula Balcanică: Ohrid (la numai 300m de mal se găseşte o adâncime de 230m) şi Prespa.

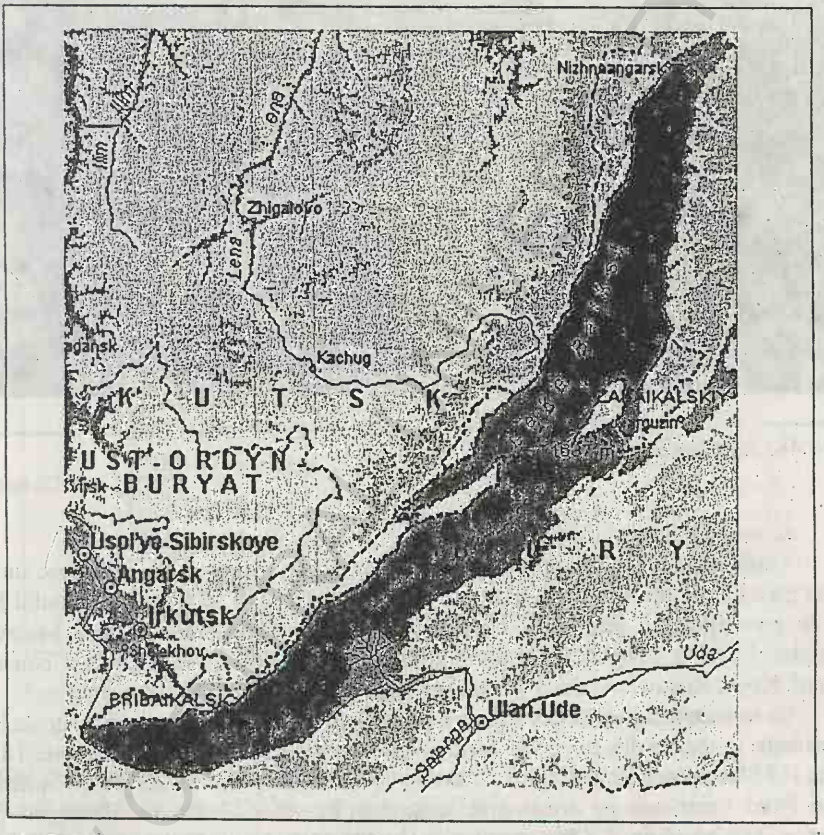


Fig.332 Poziţia geografică a lacului Baikal

În Asia sunt lacuri de graben în Peninsula Anatoliei (Turcia), Munţii Asiei Centrale (Balhaş, Isâk-Kul – 702m adâncime, 6.200km^2), Podişul Tibet (Pang-gong-Tso) etc. Cel mai tipic şi mai mare lac tectonic este Baikalul, cu o suprafaţă de 31.500km^2, 636km lungime, 79,4 km lăţime maximă, 48 km lăţime medie şi o adâncime de 1.637m (730m adâncimea medie) (fig.332). Bazinul hidrografic are o suprafaţă de 557.000 km^2 şi un volum mediu de 23 milioane m^3 (20% din resursele mondiale de apă dulce). Primeşte peste 360 cursuri de apă care au trebuit să curgă 400 ani pentru a-l umple. Pentru a egala debitul total de apă din Baikal

toate fluviile de pe Terra ar trebui să se scurgă în această cuvetă timp de un an (Sergued'ev, 1989) (foto 48).

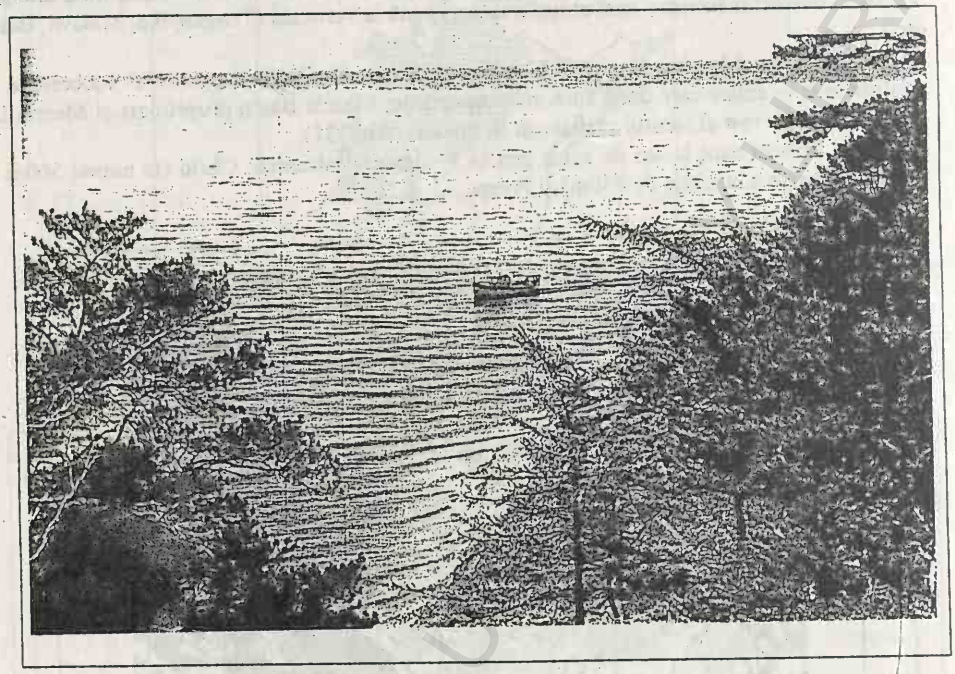


Foto 48 Lacul Baikal

Foto Gh.Romanescu

În Insula Sulawesi există lacul Matana şi în Australia lacul Torrens.

Trăsătura principală a grabenelor din Africa este aceea că ele alcătuiesc un adevărat sistem care începe din Orientul Apropiat (Alep) şi se termină pe ţărmul Oceanului Indian (la sud de gura fluviului Zambezi). Cele mai importante lacuri sunt: Marea Moartă (398m adâncime, 1.000km^2) (fig.333), Tanganyika (1.435m adâncime, 34.000km^2), Victoria, Albert, Edward, Kiwu, Rukuwa, Malawi (Nyasa) (706m adâncime, 30.500km^2) etc.

Ca urmare a factorilor diverşi care au acţionat după apariţia cuvetelor, unele lacuri pot fi încadrate la mai multe categorii: *tectono-glaciare* (Ladoga - 225m adâncime, 18.400km^2, Onega – 124m adâncime, 9.900km^2, Vänern – 89m adâncime, 5.546km^2 din Eurasia; Marile Lacuri Nord-Americane cu următoarele adâncimi: Superior – 406,3m; Michigan – 281,9m; Huron – 229,2m; Erie – 174,1m; Ontario – 245,1m); *tectono-vulcanice* (Tahoe – 501m adâncime, 499km^2, Kiwu – 480m adâncime, 2.650km^2); *tectono-carstice* (Ohrid – 285m adâncime, 348km^2) (fig.334).

- Lacuri formate prin baraj natural în urma prăbuşirilor cauzate de cutremure sau de alunecări de teren

Sunt răspândite cu precădere în regiunile montane. O parte din masivul Nanga Parbat (Himalaia) s-a prăbuşit în anul 1840 în valea Indusului, în spatele său formându-se un lac de 64km lungime şi 300m adâncime. Lacul a rezistat până în anul 1841. Pe cursul superior al Gangelui, în 1893, s-a format un lac cu 250m adâncime dar care a dispărut după numai 8 luni.

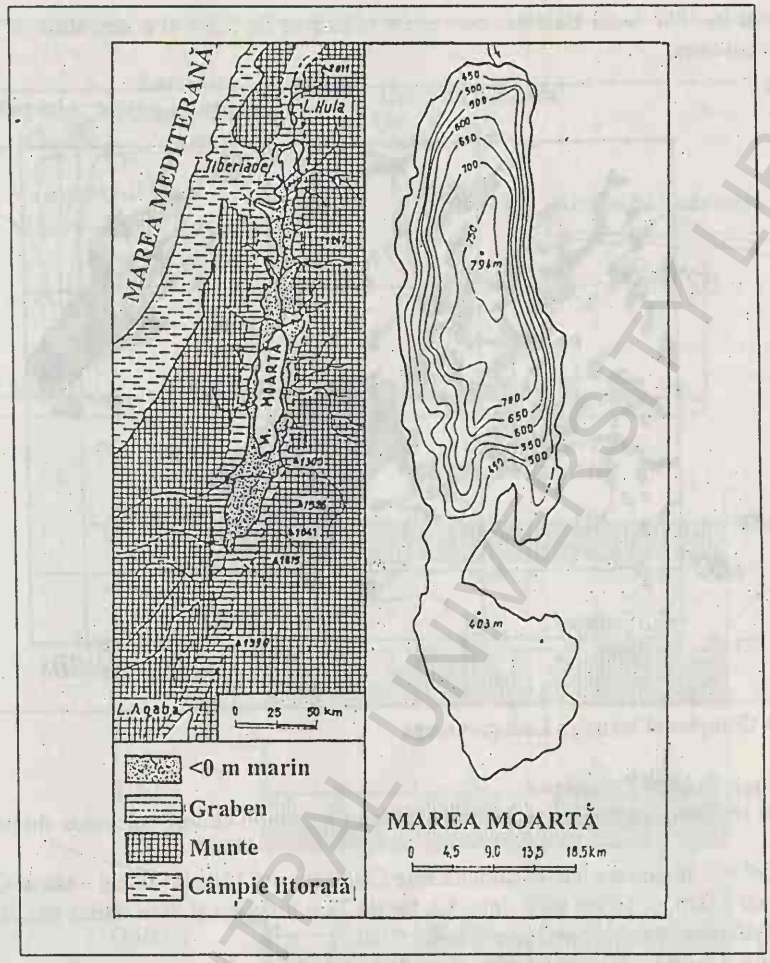


Fig.333 Grabenul şi batimetria Mării Moarte

după Gâştescu, 1998

Cel mai mare lac se găseşte în Munţii Pamir (Tadjikistan), format în 1911 şi este cunoscut sub numele de Sarez (505m adâncime şi 88km^2).

În anul 1837 un cutremur din regiunea de slabă rezistenţă a Vrancei, la mare adâncime, s-a resimţit şi în zona Carpaţilor Orientali Centrali unde s-au prăbuşit blocuri de calcar şi materiale de pantă de pe versantul Muntelui Ucigaşu care au barat valea Bicazului ce a dat naştere Lacului Roşu. Ca urmare a faptului că s-a stabilit un echilibru în bilanţul hidric, lacul există şi astăzi (fig.336; foto 49).

Tot în această categorie se încadrează şi lacul Betiş, format în urma unei alunecări de teren, în anul 1957, în Munţii Maramureşului, pe pârâul cu acelaşi nume, afluent al Vaserului; astăzi este dispărut. În munţii Vrancei, pe râul Zăbala, în vara anului 1977 s-a format un lac care a rezistat doar câteva săptămâni. Pe pârâul Negru, afluent al Uzului (Carpaţii de Curbură)

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

s-a format în 1883 lacul Bălătău, care are o adâncime de 3,5m și o suprafață de 7ha; astăzi puternic colmatat.

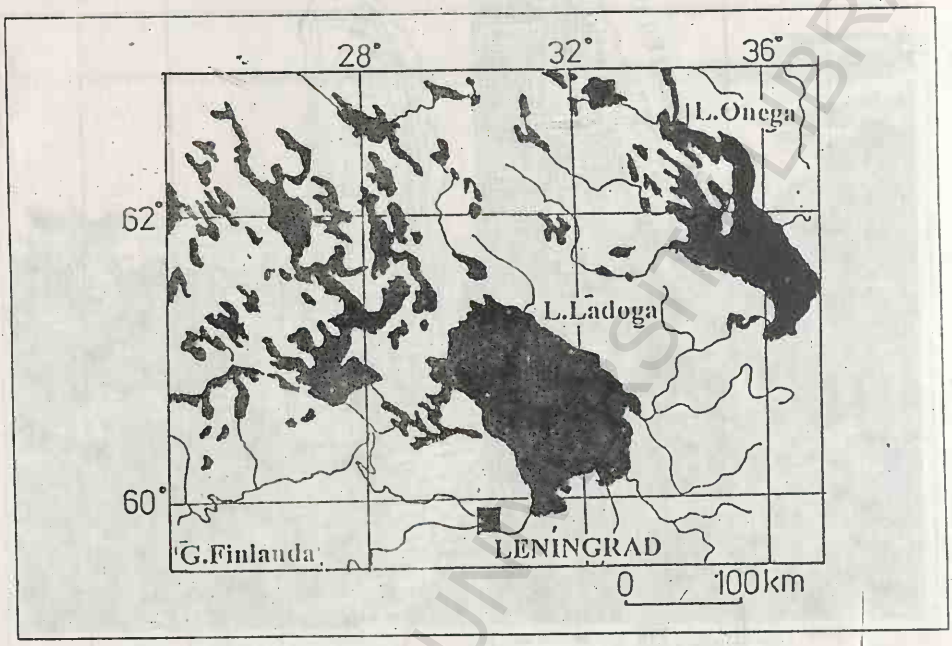


Fig.334 Complexul lacustru Ladoga-Onega

5.a.1.2. Lacuri vulcanice

În regiunile vulcanice se găsesc atât lacuri situate în conuri vulcanice simple cât și în caldeire.

Cel mai important lac de caldeiră este Crater (vestul Marelui Bazin – statul Oregon din S.U.A.), cu 55km^2 și 608m adâncime. Un lac de 7km lungime și 2km lățime ocupă partea de sud-est a caldeirei vulcanului Gunung-batur (Bali).

În Franța sunt cunoscute următoarele lacuri: Codivelle d'en Haut, Serviere, Gour de Tayzant etc. (fig.337).

Apa lacului din vulcanul Kelud are un volum de 38-40m^3, este încălzită și expulzată afară ca urmare a erupțiilor scurte și explozive.

Lacul Kawah-Idjen (insula Jawa) are 900m lungime și 520m lățime, o adâncime de 250m, 0,46km^2, o temperatură de 96°C la fund și un pH de 0,7.

În Japonia se găsesc peste 600 de lacuri vulcanice: Aso, supranumit și "vulcanul celor 100 de sate", Tazawa (Honshu), cu o suprafață de 25,65km^2 și 425m adâncime, Mashu (Hokkaido), cu 19,77km^2 și 211,5m adâncime, Toya, cu 190m adâncime, 69,6km^2, Akan (Hokkaido) sau "lacul fericirii" etc.

În Italia se remarcă lacurile: Albano (170m adâncime) și Nemi din vulcanul Cavo (989m alt. – regiunea Romei), Bracciano, Bolsena etc.

Pe lângă cele două tipuri de lacuri amintite se mai adaugă și lacurile de tip maar, cele de baraj vulcanic, din neregularitățile pânzei de lavă și din depresiunile vulcano-tectonice.

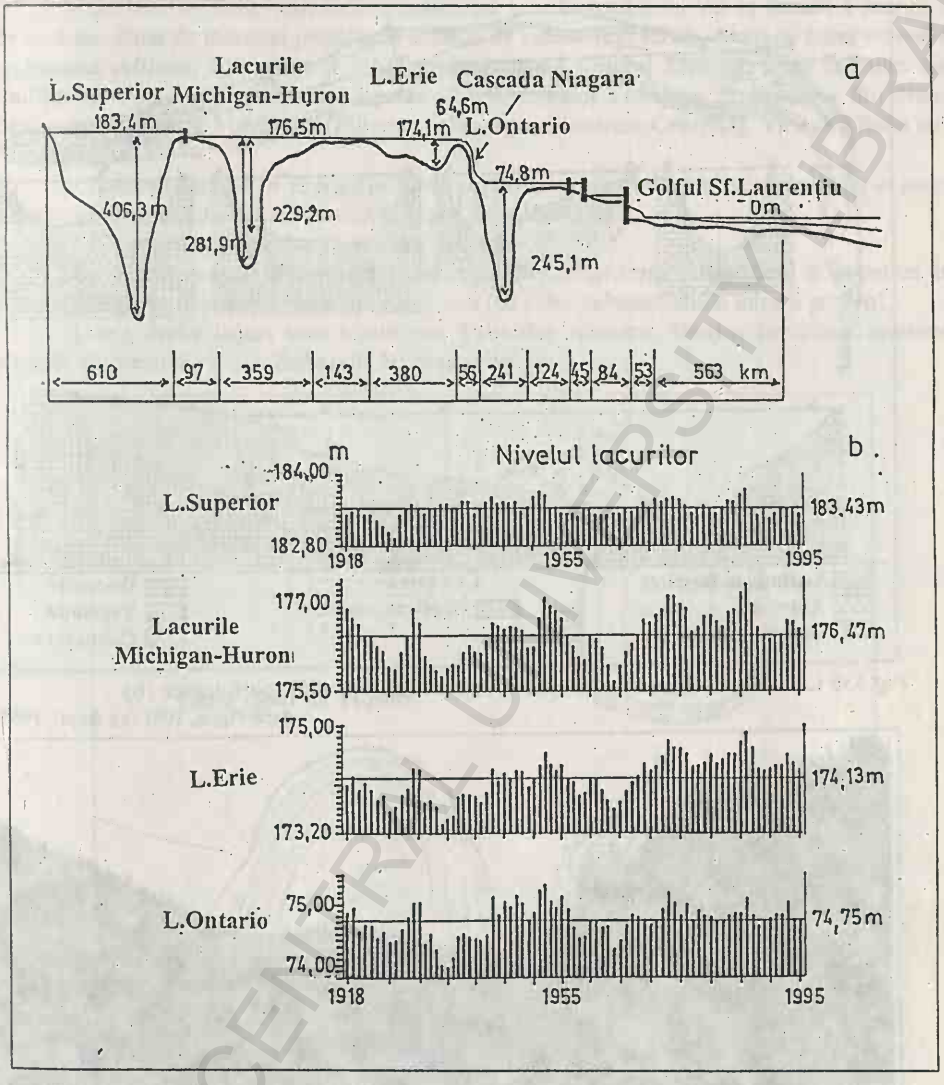


Fig.335 Complexul lacustru Marile Lacuri (America de Nord): a-adâncimea medie şi suprafaţa între 1918-1995; b-hidrografele anuale pentru fiecare lac în perioada 1918-1995

- *Lacurile din "craterele de explozie" de tip maar*, specifice regiunii Eifel (Germania), cu zeci de metri adâncime, suprafeţe mici, sunt situate la diferite înălţimi, dar fără să aibă legătură între ele. Cel mai mare lac de maar este Laacher (3,2km^2), iar cel mai adânc Pulver, cu 74m .

Sunt menţionate maare şi în Masivul Central Francez: Issareles, 108m adâncime, 0,92 km^2; Pavin, 92m adâncime; Chauvet, 63m adâncime; Gour de Tazanat, 66m adâncime etc. În Islanda: Viti, format în 1724, cu un diametru de 3,5m. În Noua Zeelandă: Tiktapu, Pupuke. În Africa: jurul vulcanului Ruwenzori etc. În Turcia: Podişul Anatoliei (Agi) (fig.338).

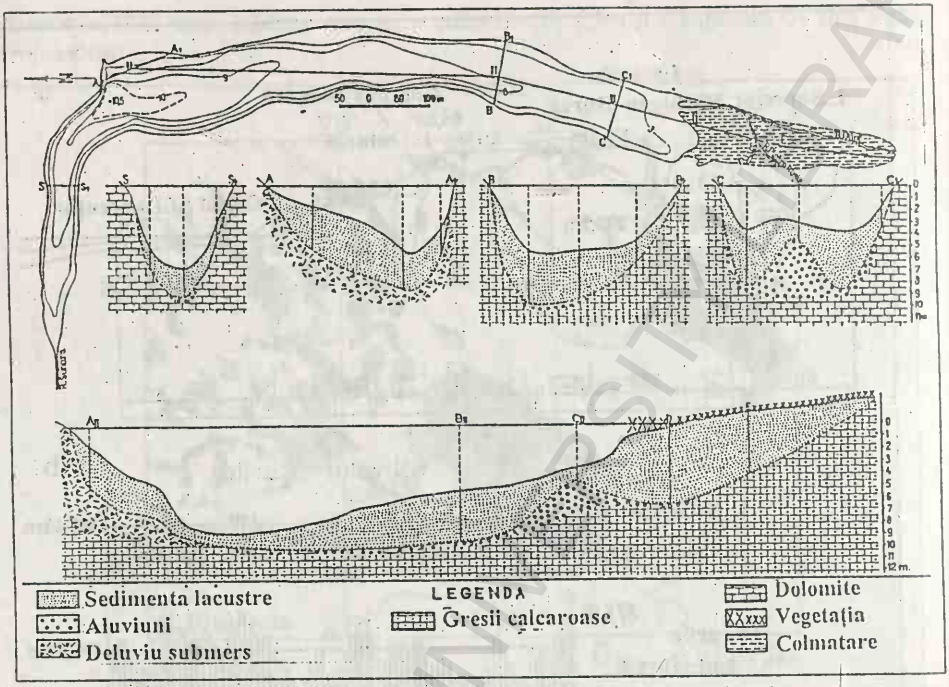


Fig.336 Lacul Roşu (Bicaz) – schiţă batimetrică (a) şi profile morfologice (b)
după Pişota, 1957 (a); Bojoi, 1968 (b)

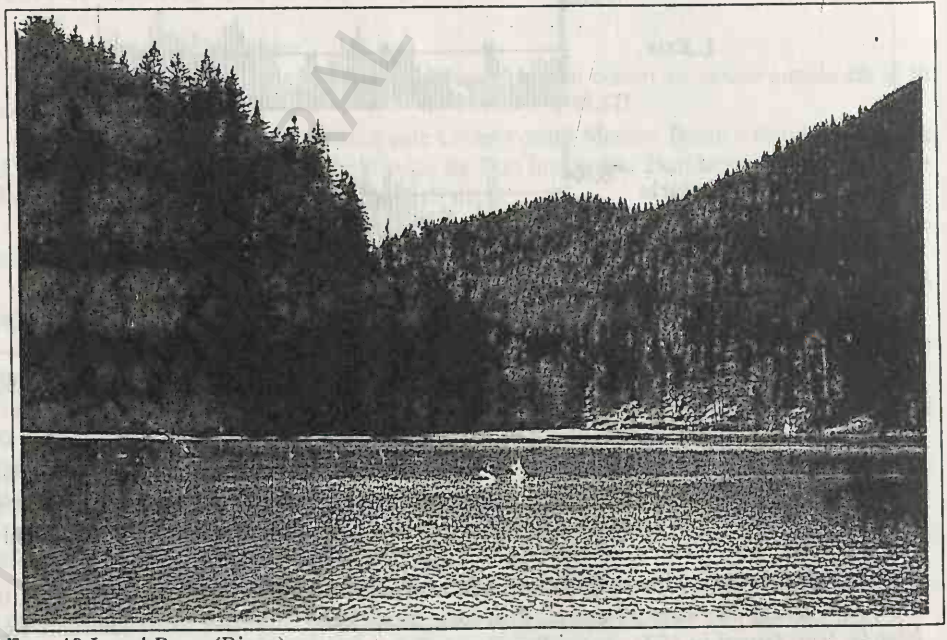


Foto 49 Lacul Roşu (Bicaz)

Foto Gh.Romanescu

- *Lacurile de baraj vulcanic* se realizează prin bararea unor văi ca urmare a scurgerii de lavă sau chiar de material piroclastic aruncat de vulcan (ex: Kiwu, situat pe rama vestică a grabenului African; Chambon şi d'Aydat din Masivul Central Francez; Snag şi Butte din California; Penke şi Panke din Japonia (Parcul Akan); Omapere şi Rotoaria din Noua Zeelandă; Lanao din Mindanao (Filipine); Nicaragua (America Centrală); Vico din Italia etc. (fig.339).

- *Lacurile situate în neregularităţile pânzei de lavă* sunt întinse ca suprafaţă şi puţin adânci (ex: Myvatn din Islanda cu 27 km^2 şi 2,3m adâncime).

- *Lacurile din depresiunile vulcano-tectonice*

La crearea acestor depresiuni au contribuit în acelaşi timp vulcanismul şi tectonica. În această categorie se poate include şi lacul Kiwu (de baraj vulcanic situat într-un graben).

Unele dintre lacuri sunt mixte (ex: Toba din Sumatra; Tampo, Rotarua, Tarawera, Rotoiti, Rotoehu din Noua Zeelandă, Nicaragua etc.).

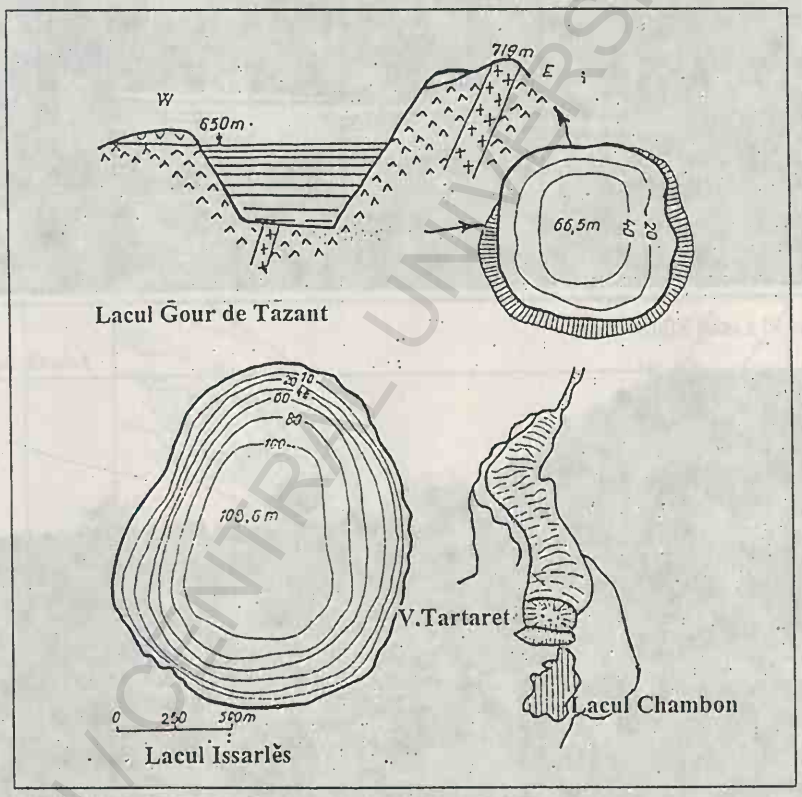


Fig.337 Lacurile vulcanice din Masivul Central Francez

În România există un singur lac vulcanic şi anume Sfânta Ana, din Masivul Ciomatu Mare (Munţii Harghitei) de lângă Tuşnad; are 20 ha şi o adâncime maximă de 7,1m. Originea sa este disputată între vulcanică sau de tasare a depozitelor piroclastice (foto 50). În apropierea sa se află mlaştina Mohoş (foto 51).

5.a.2. Lacuri rezultate din acţiunea factorilor externi

5.a.2.1. Lacuri rezultate din acţiunea apelor curgătoare (fluviale)

Cu toate că în natură aceste lacuri nu se pot delimita strict ele au fost totuşi împărţite în trei categorii.

- *Lacuri de eroziune fluvială,* adică cele situate în depresiunile formate prin eroziune fluvială şi care sunt legate de albia râului.

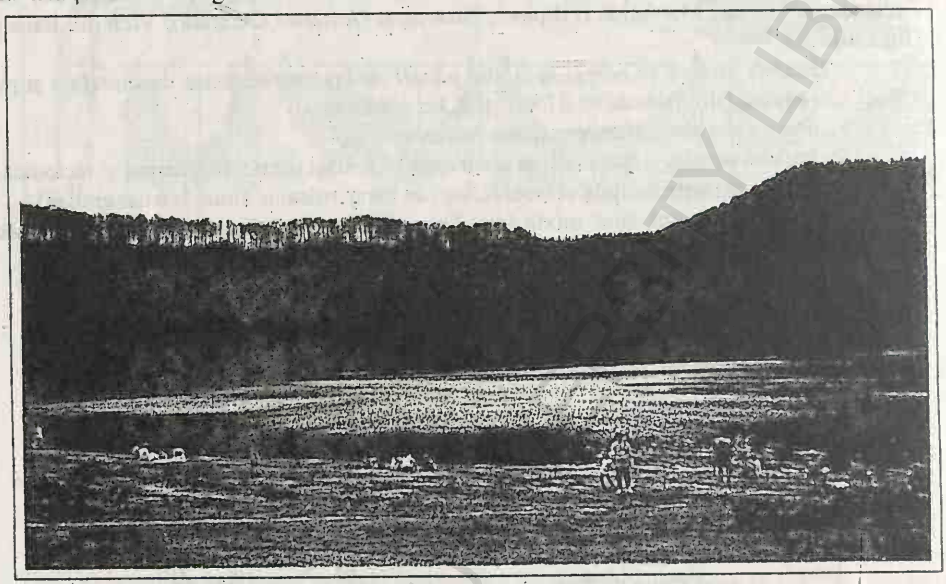


Foto 50 Lacul Sfânta Ana

Foto Gh.Romanescu

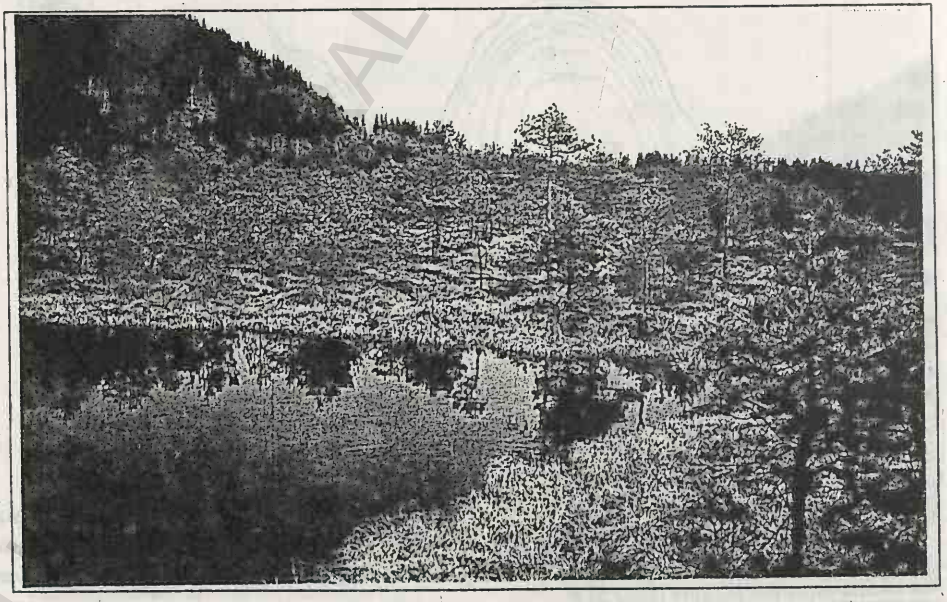


Foto 51 Mlaştina Mohoş

Foto Gh.Romanescu

Cele mai multe dintre ele sunt *lacuri de albie*, adică cele formate pe cursurile de apă când pe timp secetos acestea își întrerup scurgerea. Sunt răspândite în zonele aride sau semiaride. În România poartă denumirea de *mostiște* și sunt răspândite în Bărăgan, mai ales pe valea Mostiștei.

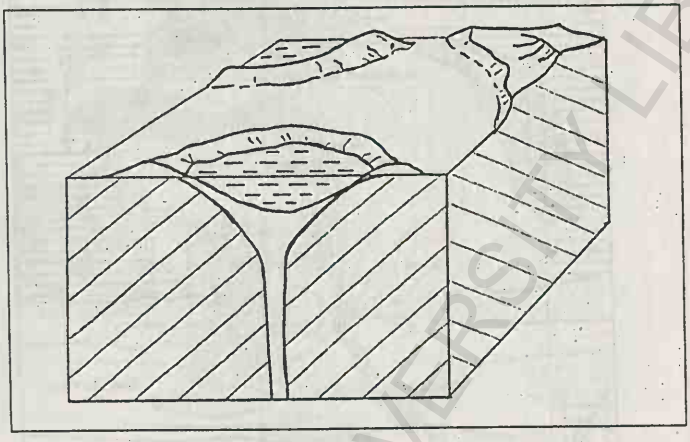


Fig.338 Lacuri de tip „maar"

după Bär, 1977

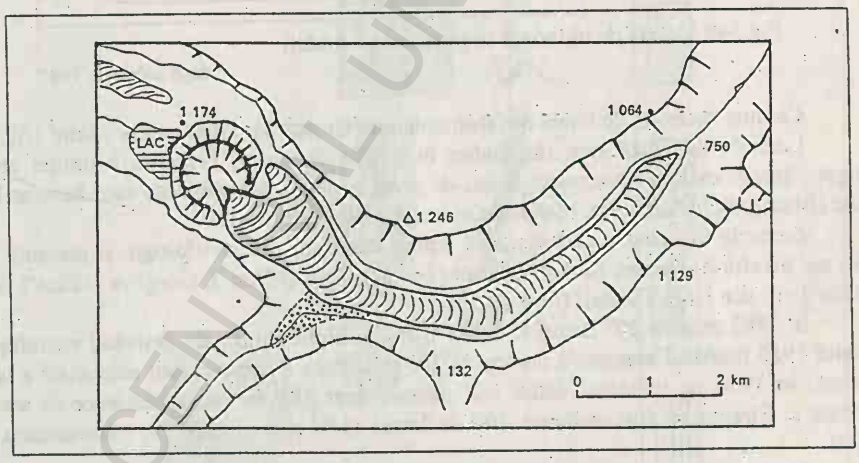


Fig.339 Lacul de baraj vulcanic Montcineryre

Reprezintă o succesiune de mai multe lacuri aliniate pe același curs de apă. Astfel de lacuri se mai pot forma și prin *schimbarea unui curs de râu* (Huan He).

Un alt tip de lacuri din albie este reprezentat de cele de *cascadă.*

- *Lacuri de acumulare fluvială* sunt mai numeroase și mai întinse.

Lacurile de luncă (bălți) se formează mai ales în cursurile inferioare ale râurilor cu lunci largi. Ele reprezintă depresiuni întinse, puțin adânci, alimentate cu apă în timpul revărsărilor. Sunt cunoscute și sub numele de lacuri de debordare sau preaplin (fig.340).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pe fluviul Chang Jiang (China) există lacul Dongtinghu ce însumează o suprafață de 6.000km^2 în timpul apelor mici și 12.000km^2 la ape mari.

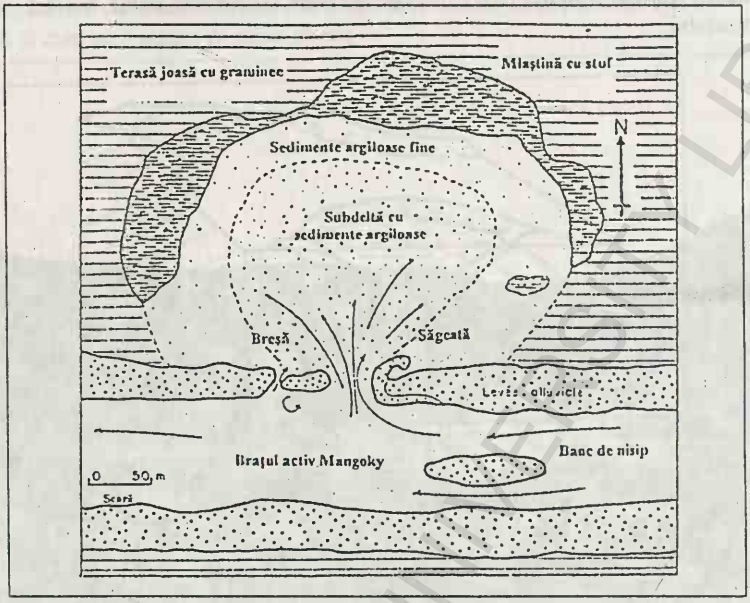


Fig.340 Cuvetă de inundare în perioada revărsării

după Salomon, 1987

Cel mai mare lac de luncă din România este Greaca care însumează 74km^2 (fig.341).

Lacurile de luncă sunt răspândite în luncile Siretului, Prutului, Ialomiței etc. De-a lungul Dunării existau numeroase lacuri de acest gen care actualmente sunt desecat în mare parte (Bistreț, Suhaia, Potelu, Mahâru, Greaca, Crapina, Jijila etc.).

Lacurile din zonele deltaice sunt lipsite de un contur morfologic și prezintă variații mici ale nivelului: Dranov (21km^2), Roșu (14km^2), Puiu (13km^2), Gorgova (12km^2), Furtuna (11km^2) etc. din Delta Dunării (foto 52).

În 1883 existau 207 lacuri în Delta Dunării, multe dintre ele deținând suprafețe mari. În anul 1983 numărul acestora a crescut la 785 ca urmare a fragmentării neîncetate a lacurilor extinse. În 1996 pe teritoriul deltei mai existau doar 585 de lacuri deoarece în sectoarele Pardina și Sireasa au fost desecate 200 de lacuri (130 și respectiv 70) (Romanescu, 1996, 1999).

Limanurile fluviale se formează prin bararea văilor secundare în urma inundațiilor repetate (fig.342). În formarea lor nu se exclude și influența bazinului marin din apropiere (ex: limanurile din sudul Basarabiei – Kahul (Cahul), Katlabug (Catlabug), Kitai (Chitai), Ialpug. Limanurile fluviale din România sunt răspândite de-a lungul Dunării (Mostiștea, Gălățui, Bugeac, Oltina, Mârleanu, Vederoasa etc.), în cursul inferior al Ialomiței (Sărățuica, Fundata, Iezer, Schiauca, Strachina etc.), de-a lungul Buzăului (Costeiu, Jirlău, Amara, Câineni, Balta Albă, Ciulnița etc.) etc.

Deși limanul fluvial ia naștere prin bararea gurii, în realizarea depresiunii lacustre, un rol important îl joacă și eroziunea fluvială, fapt pentru care este considerat de origine *mixtă*. În această categorie sunt incluse *meandrele* și *brațele părăsite* ale fluviilor.

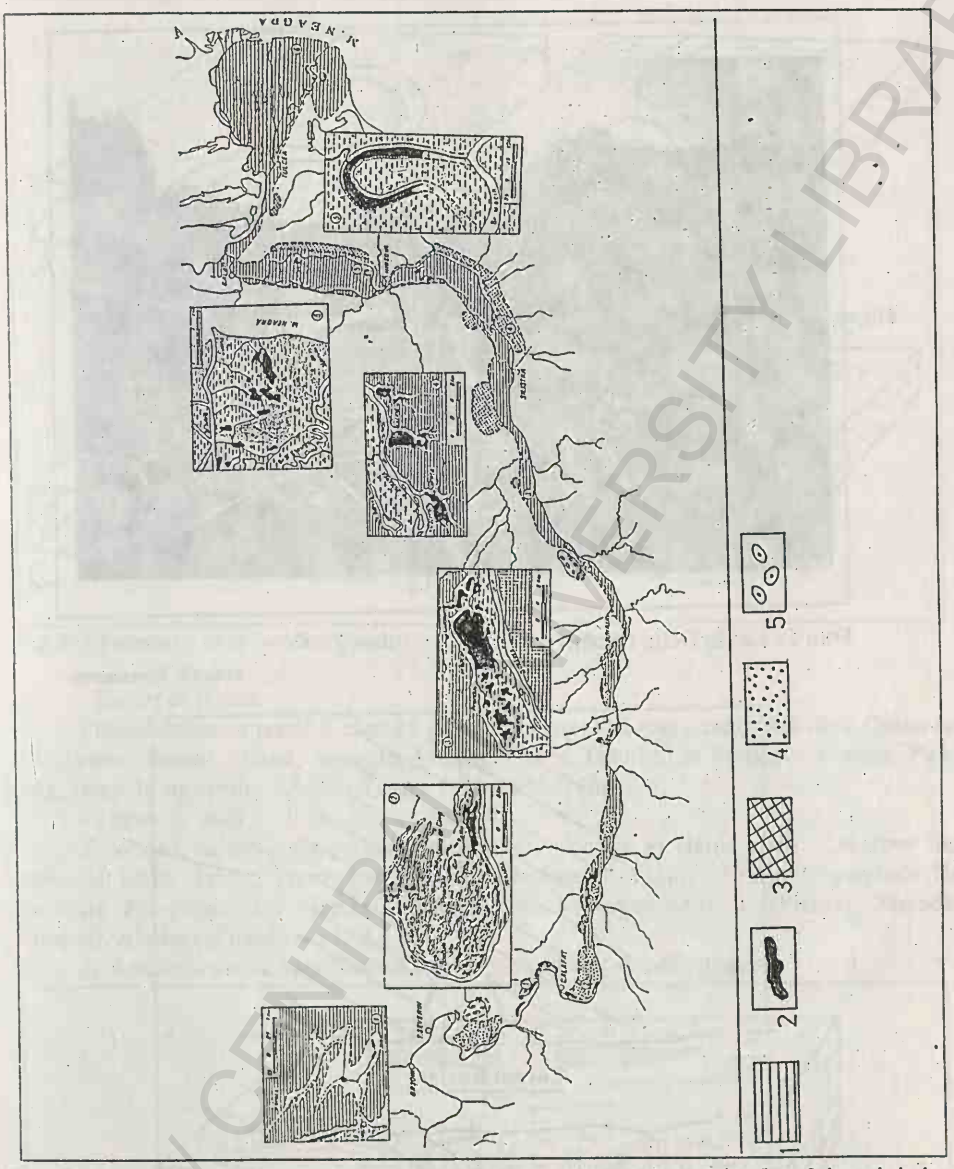


Fig.341 Tipologia lacurilor din Lunca Dunării: 1-lacuri de luncă propriu-zisă; 2-lacuri de braț și meandre părăsite; 3-limanuri fluviatile; 4-lacuri între dune; 5-lacuri de sufoziune mecanică

Lacurile de meandru, spre deosebire de lacurile de luncă, sunt înguste, alungite, curbate și au adâncimi mari, moștenind adâncimea albiei râului ușor colmatat ulterior (ex: Bentul Lătenilor în Balta Ialomiței, Zătonul Plopilor și Dunărea Veche în Balta Brăilei, Belciug, 11m adâncime, Erenciuc, 7m adâncime, Gorgoștel din Delta Dunării etc.) (fig.343).

BCU "AS. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

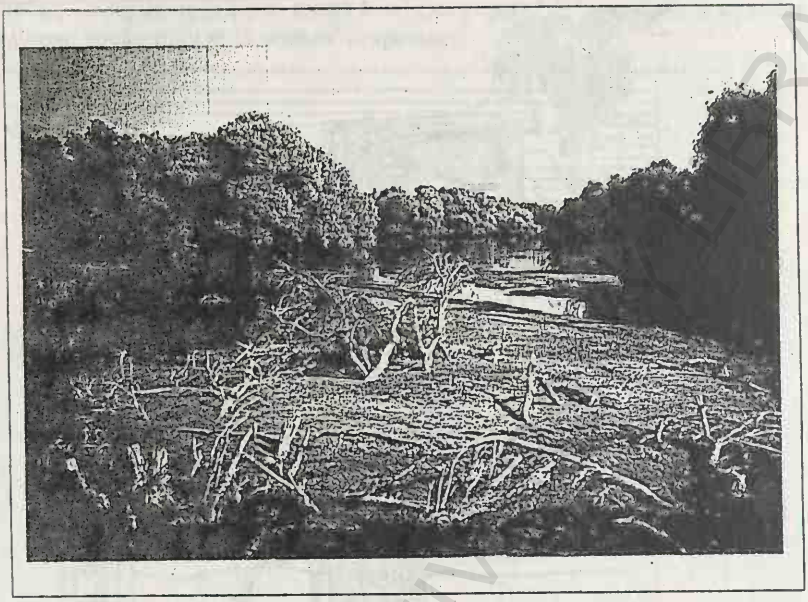


Foto 52 Lac în Delta Dunării

Foto Gh.Romanescu

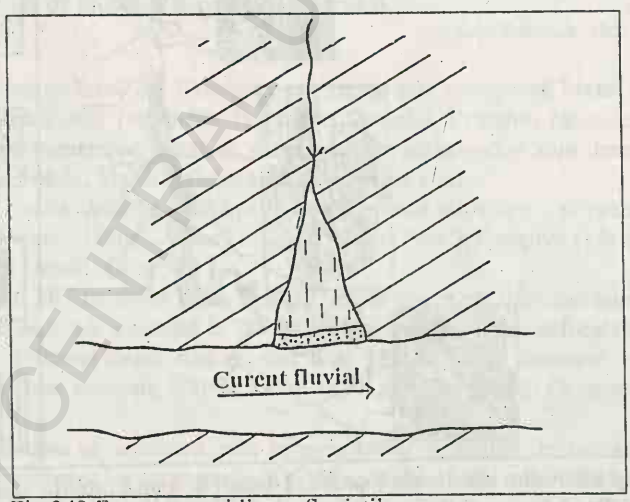


Fig.342 Formare unui liman fluviatil

5.a.2.2. Lacuri formate din acțiunea de dizolvare a apei

Dizolvarea este un proces activ și specific rocilor carstice (calcar, gips, sare). Din multiplele forme carstice, dolinele, avenele și poliile reprezintă depresiunile în care se formează frecvent lacuri cu regim temporar sau permanent; la acestea se mai adaugă peșterile în care adeseori se întâlnesc lacuri.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

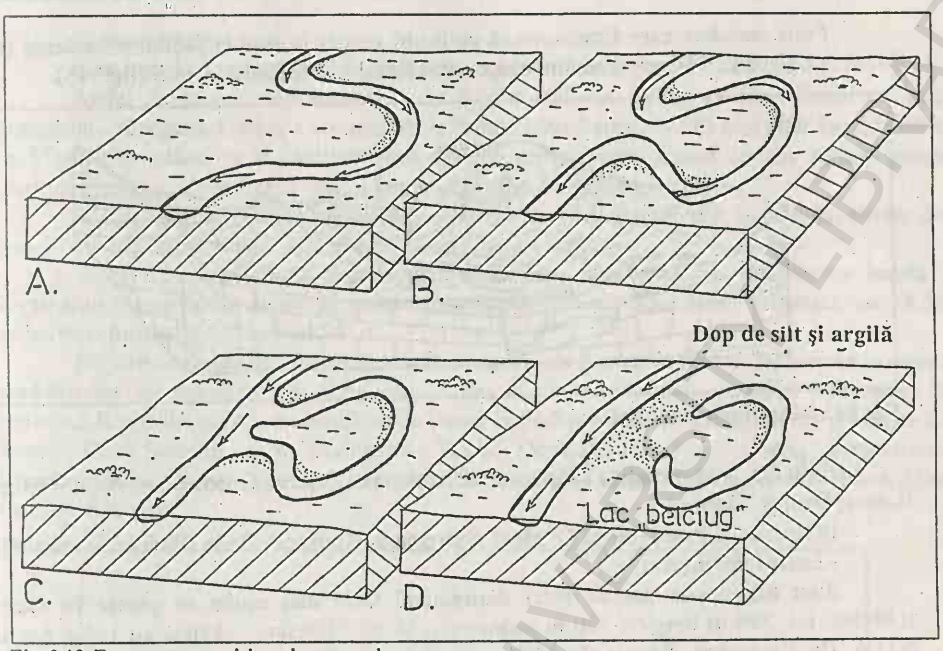


Fig.343 Formarea unui lac de meandru

- *Lacuri de doline*

Fundul dolinelor poate fi căptuşit cu mâl impermeabil (ex: lacurile din Alpii Calcaroşi – Audannes, Seewli, Grand, Saourile, Mutten, Glarus, Gouille; în Florida – Marion, Palk, Long, Deep; în sud vestul Africii – Guina, Otjikoto etc.) (fig.344).

- *Lacuri de polii*

Polii seci cu lacuri în perioada ploilor (ex: Popova în Herţegovina, Zîrknîtzer din Peninsula Istria, Triest, Tresimeno, cu 6m adâncime şi 128km^2 (Italia), Stymphale (în Peninsula Peloponez din Grecia), Drom, Jura, Revermot-Aveyron (Franţa), Shkodër (Albania), Alachua (Florida – S.U.A.) etc.

În România sunt: Zăton (Podişul Mehedinţi), Ighiu (Munţii Apuseni).

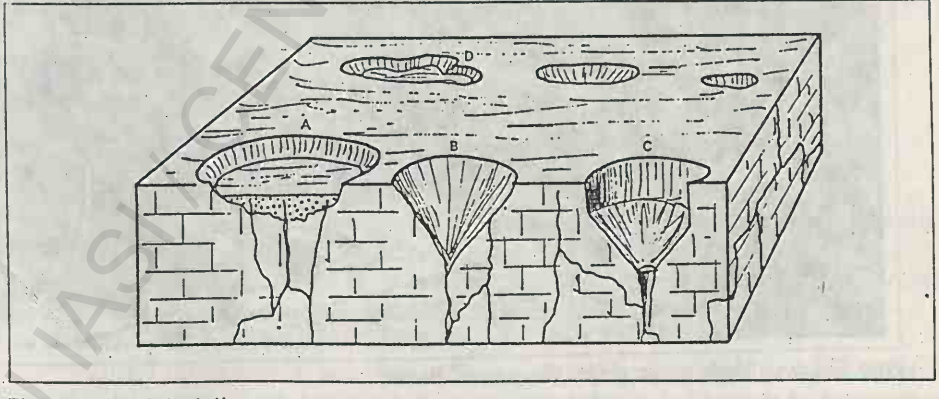


Fig.344 Tipuri de doline

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Polii inundate care funcționează ca lacuri numai în timpul ploilor abundente (ex: în S.U.A. - Lafayette, Miccosukee; în Peloponez – Karaklinou, Pheneos etc.) (fig.345).

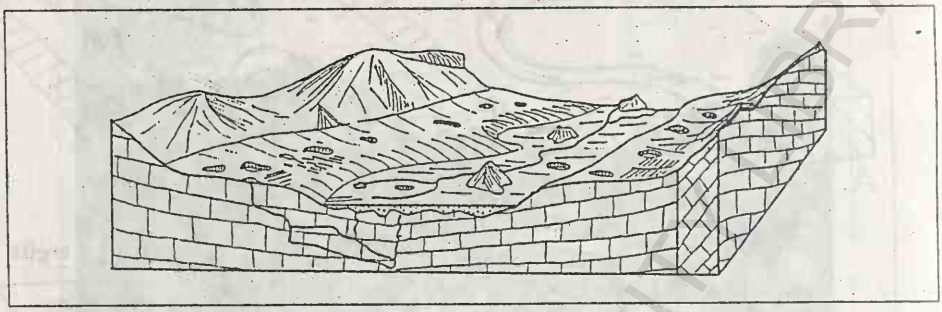


Fig.345 Morfologia unei polii

Polii lac, sunt specifice calcarului dalmațian (ex: Vrana, Ortrova) sau Alpilor Elvețieni (Luner, Danber, Durren).

În România: Peștea (lângă Oradea), Scărișoara (Apuseni), Balta (Podișul Mehedinți).

- Lacuri din peșteri

Sunt numeroase dar de mici dimensiuni. Cele mai multe se găsesc în Australia (Uibibbi, cu 396 m lungime, 30 m adâncime), Mexic (Hactun-Yukatán, cu 165m lungime), S.U.A. (în Kentucky), Spania (în Mallorca), Slovacia (Liptovsk), Austria (Stira), Germania (Hartz), Polonia (Sudeți), Federația Rusă (Perm), Georgia, România (Mehedinți) etc.

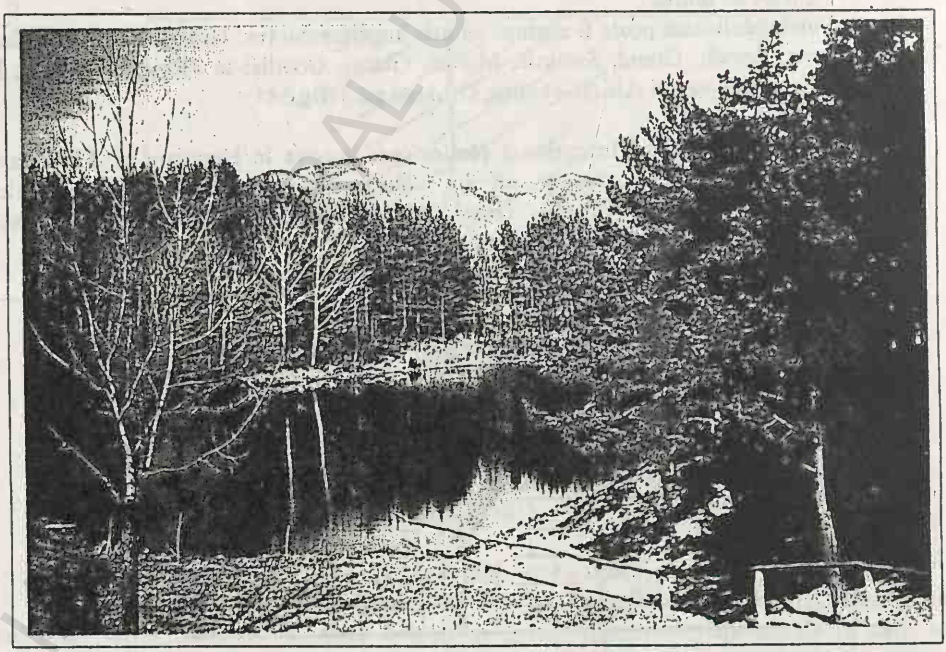


Foto 53 Lacul Medelic (pe ghips) din județul Buzău

Foto Gh.Romanescu

- *Lacuri pe gips*

Sunt lacuri ce se formează în excavaţiile existente în depozitele de gips.

Astfel de lacuri sunt semnalate în Sicilia (Olinto, 1898) ca fiind lacuri de mici dimensiuni (Pergusa, Gaspa, Cannarella), în Franţa (Delebeque, 1898) este citat lacul Girotte, cu 57ha, 99m adâncime şi cantităţi mari de hidrogen sulfurat, alături de care se mai găsesc lacurile Tignes şi Mont Cenis, Alpii Dinarici (Campo, Slava etc.) etc.

În România se pot aminti lacurile Învârtita de la Nucşoara din Jud,Argeş, Brebu din Jud. Prahova şi Medelic din Jud. Buzău (foto 53).

Lacuri pe sare, i-au naştere prin dizolvarea sării sau prin prăbuşirea locală a învelişului protector de steril. În acest caz se poate aminti lacul Ursu – Sovata, cu 18,5m adâncime, format în 1875 (foto 54).

Majoritatea lacurilor de pe masivele de sare s-au format în minele de sare ca urmare a părăsirii lor în Antichitate şi Evul Mediu sau în urma prăbuşirii galeriilor subterane. Pe teritoriul României sunt o multitudine de lacuri în Podişul Transilvaniei (Aluniş şi Negru din Sovata, Ocna Sibiului, Ocna Mureşului, Turda, Ocna Dejului, Sic, Cojocna), Depresiunea Maramureşului (Ocna Şugatag, Coştiui) şi Subcarpaţi (Telega-Doftana, Ocnele Mari, Gura Ocniţei, Săcelu).

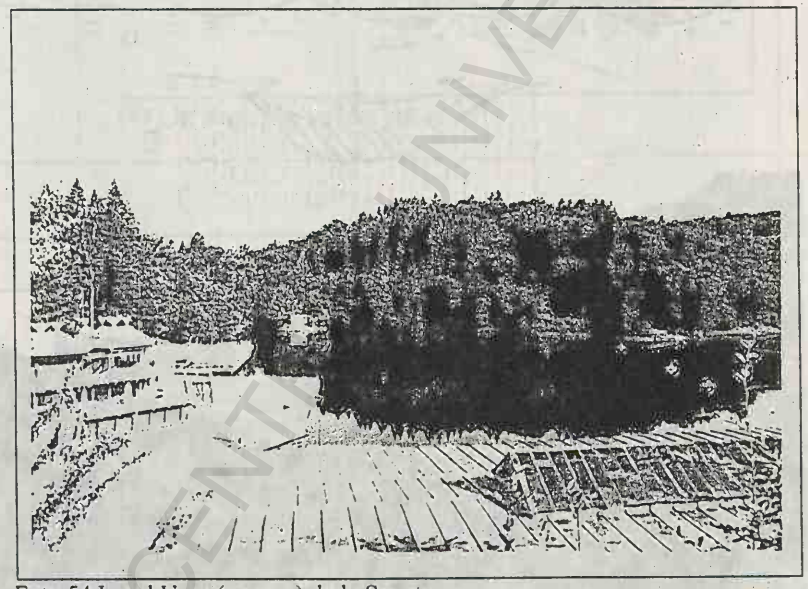


Foto 54 Lacul Ursu (pe sare) de la Sovata

Foto Gh.Romanescu

În Europa se mai pot aminti: lacul Mansfelder din sud-vestul Saxoniei (Germania), lacurile Marele şi Micul Lautien, Besse din departamentul Var (Franţa) etc.

Trebuie menţionat faptul că în jurul acestor lacuri, aproape invariabil, s-au ridicat staţiuni balneoterapeutice care folosesc apa şi mâlul.

Unele lacuri sunt de natură carstosalină.

- *Lacuri clastocarstice*, sunt răspândite pe loess sau pe depozitele loessoide tasate. În România sunt cunoscute sub denumirea de crovuri sau padine şi în literatura anglo-saxonă de

sinkhole. Au suprafețe cuprinse între sute de m, până la zeci de ha și adâncimi reduse (de maxim 2-10m). De cele mai multe ori au caracter temporar (fig.346).

Când comunică cu o rețea hidrografică sau sunt alimentate subteran au caracter continuu. Ca urmare a faptului că sunt situate într-un climat arid și semiarid apele acestora sunt salmastre sau chiar sărate.

Sunt răspândite în stepele ucrainene și kazahe, pusta ungară, preeria nord-americană, pampasul argentinian, sudul Munților Atlas, depresiunea Kalahari, Depresiunea Central Australiană etc.

Pe teritoriul României se găsesc în Câmpia Română, mai ales în Bărăganul Ialomiței (Plașcu, Tătaru, Chichinețu, Colțea) și Bărăganul Brăilei (Plopu, Ianca, Esna, Movila Miresii etc.).

Sunt răspândite și în stepa Siberiei de Vest (Rusia).

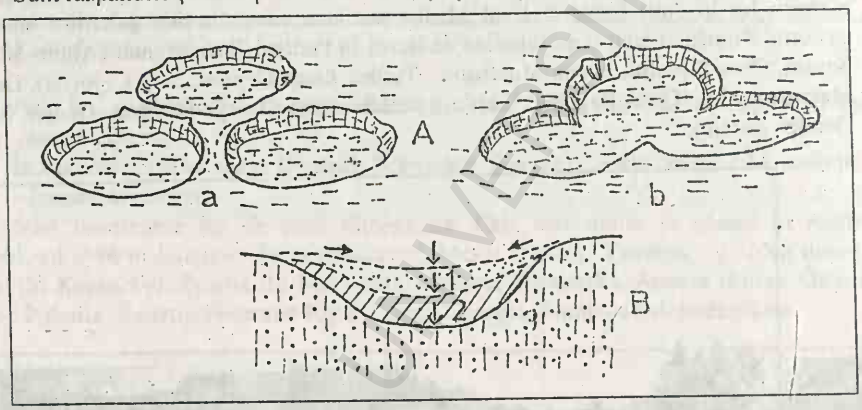


Fig.346 Evoluția crovurilor din Câmpia Română

Foto 55 Lac glaciar în Parcul Național Tierra del Fuego

Foto Gh.Romanescu

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5.a.2.3. Lacuri glaciare

Sunt des întâlnite în regiunile afectate de glaciaţia cuaternară. Lăcaşurile lacurilor au fost delimitate, cel mai adesea, de către gheţari în stânca dură a masivelor muntoase, la obârşia văilor sau chiar pe văi, formând lacurile de circ şi de vale glaciară. Cele mai numeroase dintre ele s-au format în neregularităţile create de morenele de fund, frontale şi laterale ale glaciaţiei de calotă.

Apariţia lacurilor glaciare depinde de latitudine şi altitudine. Limita zăpezilor permanente diferă de la Ecuator la Poli: peste 5.000m la 0° latitudine; peste 3.000m la 45° latitudine; 0m la 90° latitudine (foto 55). Altitudinea inferioară a glaciaţiei cuaternare din ţara noastră a coborât la 1.800-1.600m în Carpaţii Meridionali şi Munţii Rodnei (mai puţin probabil Munţii Maramureşului).

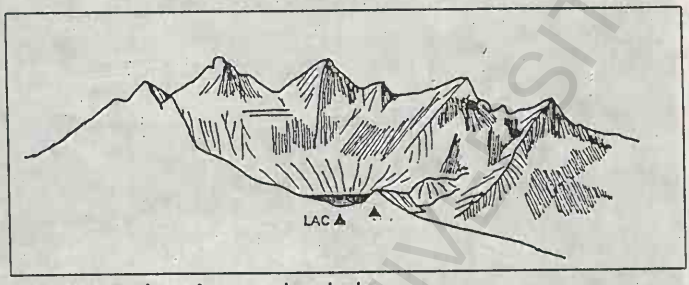


Fig.347 Lac situat într-un circ glaciar

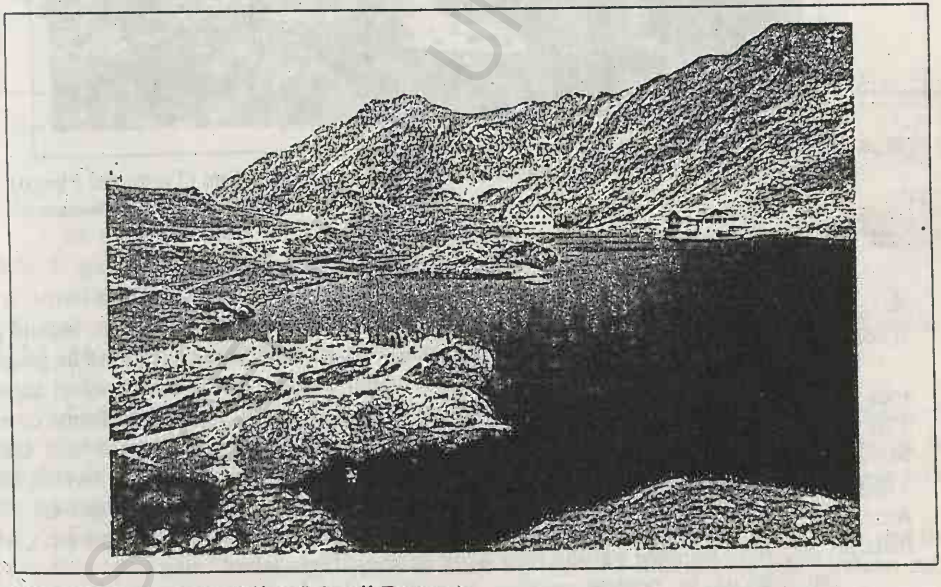


Foto 56 Lacul glaciar Bâlea (Munţii Făgăraş)

Foto Gh.Romanescu

- Lacuri de circ

Sunt situate la mari altitudini, au dimensiuni şi adâncimi reduse, deţin forme oarecum circulare şi se găsesc în imediata apropiere a crestelor muntoase la obârşia văilor glaciare (ex:

Capra, Bâlea, Bucura, Zănoaga, Lala, Buhăescu etc. în Munții Carpați de pe teritoriul României; Vilseeloder, Kitzbuhler, Blanc, Alpes în Munții Alpi; Tennes, Reines în Munții Scandinaviei; Ororotse-Tse în Tibet, la o altitudine de 5.297m etc.) (fig.347; foto 56).

Cea mai mare concentrare de circuri glaciare se găsește în arhipelagul Lofoten, pe insula Moskenesŏy, dincolo de Cercul Polar de Nord. Fundul acestor lacuri este situat la 100 m sub nivelul mării (criptodepresiuni) (ex: Tennesvatn – 168 m adâncime, 0,873 km^2; Reinesvatn – 69m adâncime, 0,170km^2; Solbŏrnvatn – 101m sub nivelul mării etc.). Multe din circurile glaciare situate sub nivelul mării sunt transformate în golfuri.

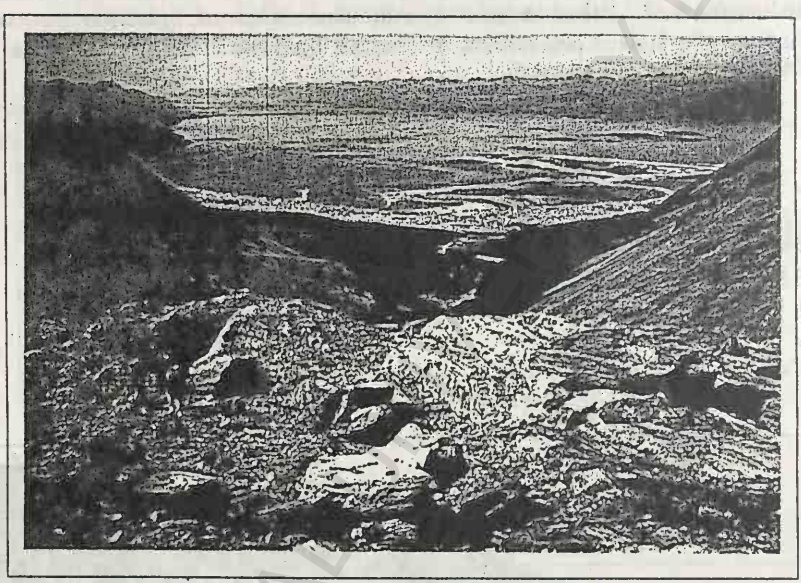


Foto 57 Lac de vale glaciară format în spatele unor praguri dure (Tierra del Fuego)
Foto Gh.Romanescu

- Lacuri de văi glaciare

După topirea gheţarilor de pe văi, acolo unde morfologia a permis, s-au format o serie de lacuri. Spre deosebire de lacurile de circ, cele de vale sunt alungite, în timp ce barajul poate fi constituit dintr-un prag dur în roca de bază sau dintr-o morenă frontală împinsă de gheţari.

Aceste lacuri sunt răspândite pe terasele văilor sau în spatele unor praguri săpate în rocă (foto 57). De cele mai multe ori sunt înşirate în lungul văilor glaciare sub formă de salbe: Tăul Porţii, Tăul Agăţat, Florica, Viorica, Ana şi Lia de pe valea Bucura din Carpaţii Meridionali. Lacurile de vale se mai întâlnesc şi în Munţii Alpi, Alpii Scandinaviei, Munţii Vosgi, Noua Zeelandă (Sumner, Coleridge, Tekapo, Heron, Hewen, Wakatipuete etc.), estul Anzilor Chilieni (Argentino, Buenos Aires, Nahuel Huapi, San Martin, Viedman etc.), Marea Britanie, S.U.A. (nord-estul statului New York cu tipul "Figer lakes") etc..

Lacurile de la poalele nordice şi sudice ale Alpilor (Léman, Boden, Zürich, Vierwaldstäter, Lacul celor Patru Cantoane, Lucerna, Maggiore, Lugano, Como, Garda etc.) sunt numite *lacuri marginale* sau *de margine, subalpine* şi s-au format prin eroziune şi baraj morenaic.

- Lacuri formate pe suprafaţa gheţarilor sau în masa de gheaţă

Sunt instalate pe crevasele gheţarilor montani şi au un caracter temporar (ex: pe gheţarii Tête-Rousse din Mont Blanc în 1892, Corner-Zermat şi Canton Valais etc., în Munţii Himalaia etc.).

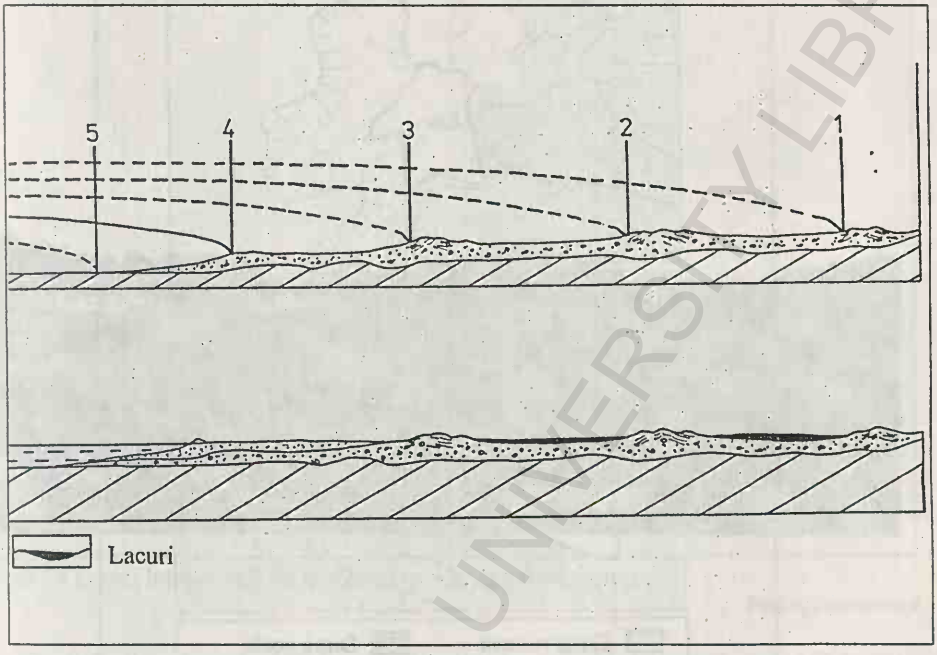


Fig.348 Formarea lacurilor glaciare de piemont

după Bär, 1977

- Lacuri formate în spatele barajelor de gheaţă

Se formează când un gheţar de vale barează calea unei văi secundare (ex: Margelen barat de gheţarul Aletsch din Elveţia etc.).

- Lacuri formate în micile denivelări de rocă

Cuvetele sunt create de eroziunea gheţarilor cuaternari. Sunt răspândite în Canada, S.U.A., Norvegia, Suedia, Islanda, Scoţia etc.

- Lacuri formate în fiorduri

Fiordurile pot fi, la rându-le, considerate un tip aparte de lacuri ca urmare a faptului că sunt situate pe văi adâncite prin intermediul eroziunii glaciare la ţărmul mării, dar şi la margine de munte. Sunt generate atât de gheţarii montani cât şi de cei de calotă care s-au unit într-o singură formaţiune.

Fiordurile prezintă câteva particularităţi ce le deosebesc de celelalte lacuri glaciare de vale: sunt ramificate; sunt strâns legate de mare sau oceanul limitrof; au cota fundului sub nivelul marin; între depresiunea lacustră şi cea marină există un prag despărţitor submers care de regulă este constituit din roca fundamentului şi uneori acoperit de un depozit morenaic etc.

Cele mai multe lacuri de fiord sunt răspândite în Scoţia, Norvegia (Nornindalsvatn – 514m adâncime, Mjřsa – 449m adâncime, Salsvatn – 445m adâncime, Tinnavatn – 438m adâncime etc.), Noua Zeelandă, nord-vestul Americii de Nord (Hornindals din Nordfiord cu adâncimea de 514m).

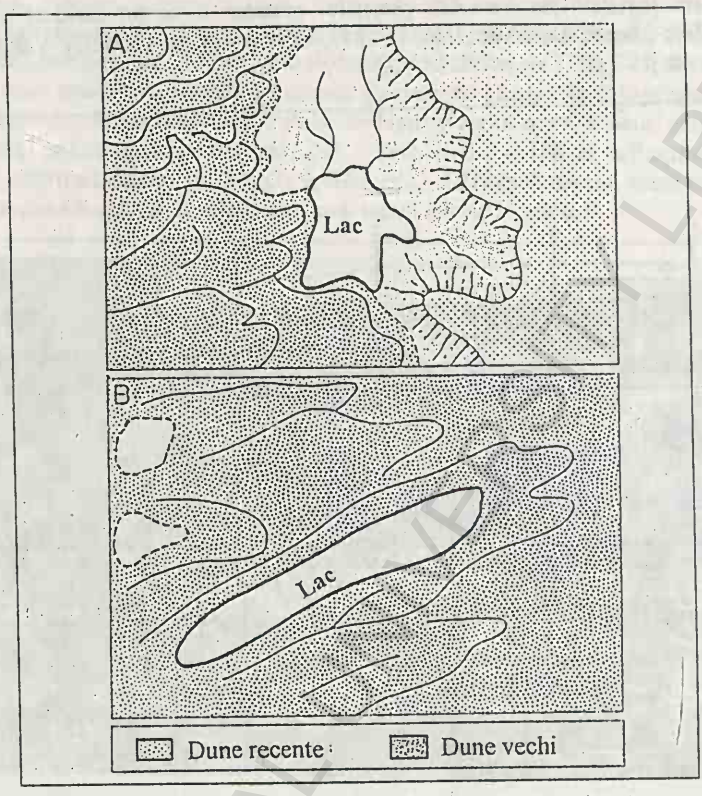


Fig.349 Lacuri de dune formate prin blocarea unui sistem de drenaj (A) sau prin inundarea unei depresiuni de deflație

- Lacuri de piemont (lacuri de calotă)

Sunt răspândite în marile piemonturi care reprezintă ori o creație a glaciației ori au fost afectate de glaciația cuaternară ((fig.348).

Cele mai multe lacuri se găsesc în emisfera nordică: Piemontul Elvețian (Léman sau Geneva, Boden sau Konstanz, Neuchatel, Belier, Zuger, Zürich etc.), Piemontul Englez (Dervent, Ullswater, St.John, Grasmere etc.), Piemontul Bazinului Sf.Laurențiu (Superior – 82.680 km^2, 406m adâncime, Michigan, Huron, Erie, Ontario), Piemontul Canadian (Manitoba, Winnipeg, Indienilor, Churchill, Renilor, Jderilor, Athabaska, Urșilor – 30.200 km^2, 137m adâncime, Sclavilor – 27.200 km^2, 156m adâncime etc.), Finlanda (supranumită "Țara celor 1.000 de lacuri" sau "Suomi", cu un total de peste 55.000 lacuri) etc.

- Lacuri de baraj morenaic

Se întâlnesc acolo unde ghețarii, în retragerea lor, au lăsat diferite depozite morenaice (ex: Munții Jura, Munții Vosgi, Polonia (complexul lacurilor Mazuriene și Pomeraniene), Germania, Finlanda, Rusia, Suedia, Canada, S.U.A., Anzii Patagoniei etc.).

5.a.2.4. Lacuri de depresiuni eoliene

Formarea lacurilor în relieful eolian (între dunele de nisip sau în depresiuni de eroziune) are loc numai datorită apelor subterane care ajung la suprafață prin izvoare.

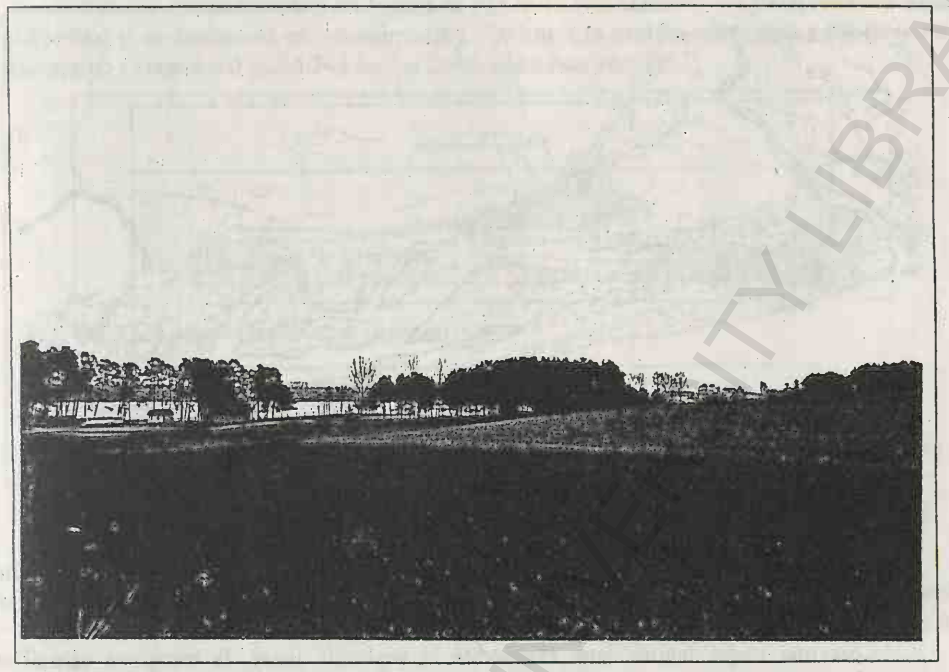


Foto 58 Lacuri între dunele de la Reci (Depresiunea Braşovului)

Foto Gh.Romanescu

Lacurile eoliene sunt situate fie în micile depresiuni create prin procese de coraziune, coroziune şi prin cele de deflaţie, fie în locurile joase dintre dune, ca rezultat al acţiunii de acumulare a apei. Ele se pot forma fie prin blocarea sistemului de drenaj, fie prin inundarea unei depresiuni de deflaţie (fig.349; foto 58).

Dat fiind faptul că cele mai multe dintre aceste lacuri sunt situate în regiunile aride şi semiaride, caracterul principal al acestora este cel temporar.

În deşerturile Namib şi Kalahari (Africa) aceste lacuri poartă denumirea de "panuri" – tigăi (depresiuni, scobituri), iar în Africa de Nord sunt cunoscute sub numele de "şoturi" sau sebka". Sunt cantonate în depresiunile de coraziune.

Sunt numeroase lacuri de acest gen în S.U.A. (Nebraska), deşertul Takla Makan (Lacul Lob Nor – "Lacul rătăcitor" şi bazinul râului Tarim), Africa (Ciad), Australia (Eyre) etc.

Lacurile aflate între dunele de nisip sunt numeroase dar de mici dimensiuni şi foarte adesea efemere. În România se cunosc lacurile din raza comunei Apele Vii (lângă Caracal), de lângă Calafat, Ciuperceni-Poiana Mare, lacurile din grindurile fluvio-marine ce aparţin Deltei Dunării, cu apariţie în timpul apelor mari sau în perioada ploilor torenţiale etc.

5.a.2.5. Lacurile de la ţărmul mărilor şi oceanelor (lagunele şi limanurile marine)

- Lagunele marine

Lagunele apar de obicei în sectoarele ţărmurilor joase unde procesele de acumulare sunt intense şi acţiunea mareelor de mare putere este slabă. Condiţia necesară este ca ţărmul să fie sub acţiunea curenţilor litorali încărcaţi cu o mare cantitate de aluviuni cărate însă de fluviile ce debuşează în mare.

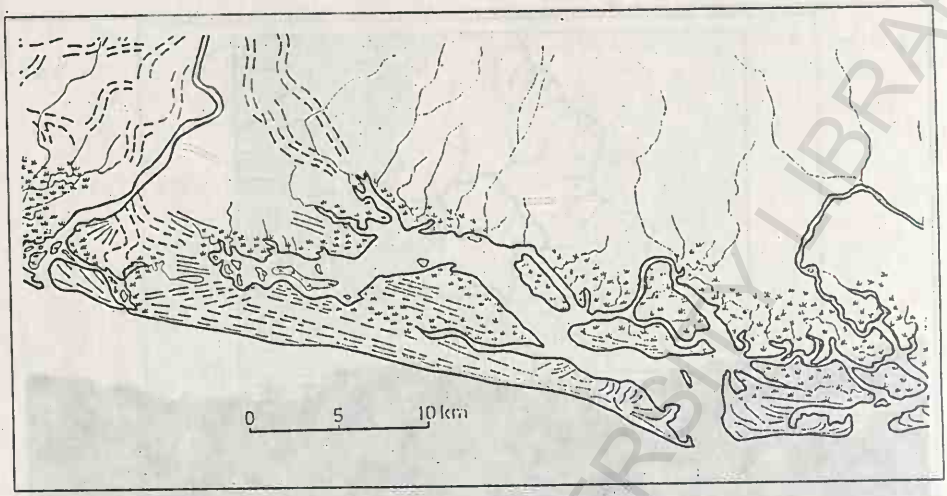


Fig.350 Desfăşurarea unei lagune pe un ţărm cu maree (Senegal)

Ţărmurile marine joase care prezintă cordoane litorale şi perisipuri reprezintă 13% din lungimea ţărmului planetar. Cel mai ridicat procent cu ţărmuri barate aparţine Oceanului Arctic (21%), urmat de Oc.Atlantic (17%), Indian (15%) şi Pacific (7%).

Cele mai multe lagune sunt răspândite în regiunile joase, la marginea câmpiilor aluviale formate în perioada cuaternară (fig.350).

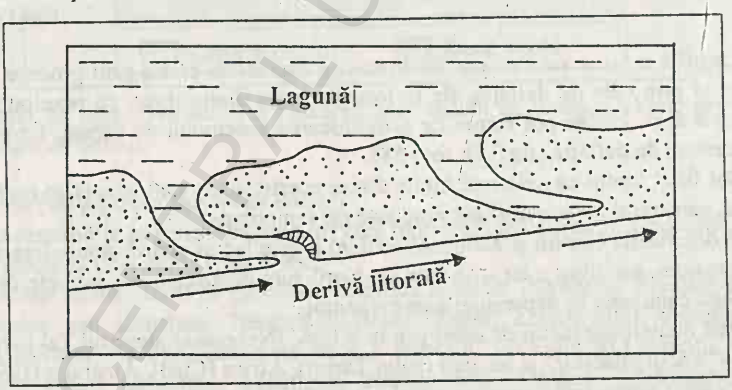


Fig.351 Cordoane litorale cu „portiţe"

Ca urmare a aluviunilor transportate prin intermediul driftului litoral se formează un cordon litoral (bare, perisipuri) în faţa golfurilor (fig.351). Cu timpul acestea se închid total sau parţial şi dau naştere unei suprafeţe lacustre cunoscută sub numele de lagună. Ele îşi pot face apariţia şi între cordoanele litorale tip "tombolo" (fig.352) sau între aliniamentele unui cordon tip "săgeată" (fig.353). Lacurile de mici dimensiuni care se formează între cordoanele litorale ale Deltei Dunării sunt cunoscute sub denumirea de "zătoane" (caracter alungit în direcţia litoralului) (fig.354).

Cel mai impunător țărm cu lagune se află în Golful Mexic (între Peninsulele Yukatan și Florida) și se desfășoară pe o lungime de 1.500 km. Cea mai întinsă lagună a Globului este Maracaibo (Venezuela) cu 14.343 km^2 și 250m adâncime maximă.

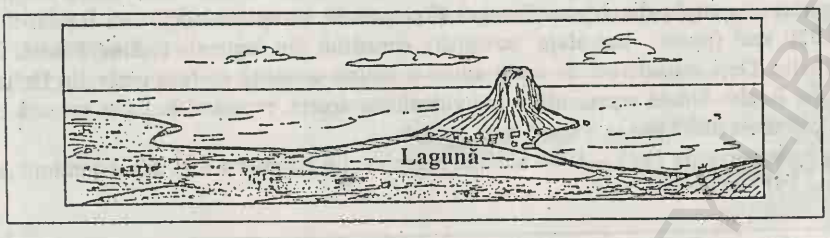


Fig.352 Laguna Ifach-Calpe (Spania)

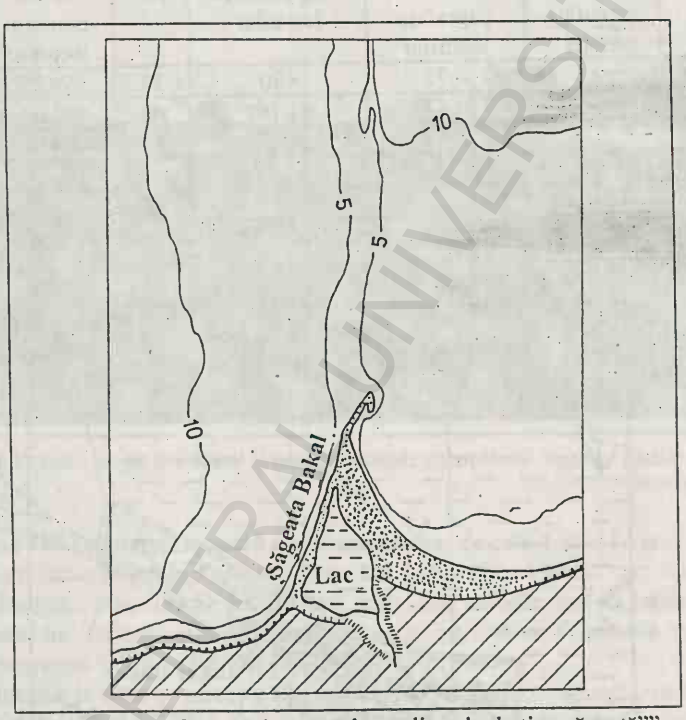


Fig.353 Lagună formată între cordoane litorale de tip „săgeată""

Suprafața Ha	% din suprafața deltei	% din suprafața lacurilor	Dimensiunea lacurilor	Nr.	% din numărul lacurilor	
-	-	-	<50	-	-	
-	-	-	50-100	-	-	
-	-	-	100-500	-	-	
67795	-	100	>500	4	100	
67795	15,86	-	-	4	-	TOTAL

Tabel 38 Evoluția suprafețelor lacustre în complexul lagunar Razim - Sinoie, anul 1883

BCUAIC - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În Europa lagunele se desfăşoară între Golful Biscaya, şiragul insulelor Frisce de Vest, Est şi Nord, ţărmul sudic al Mării Baltice, ţărmul Mării Mediterane între Munţii Pirinei şi Munţii Alpi (Golful Lyon), precum şi pe ţărmul estic, nordic şi vestic al Mării Negre. Cel mai important exemplu din Marea Neagră îl constituie complexul lagunar Razim-Sinoie, cu cca.720 km^2 (numai suprafaţa acvatică), constituit din lagunele Razim, Sinoie, Zmeica şi Goloviţa. Deşi considerată de mulţi autori o unitate acvatică ce face parte din Delta Dunării, laguna Razim-Sinoie reprezintă o individualitate aparte, repetând în mare măsură etapele de desfăşurare a deltei dar la o scară mult redusă.

În perioada 1883 – 1996 situaţia complexului lagunar a fost într-o continuă schimbare (tabel 39).

Suprafaţa Ha	% din suprafaţa deltei	% din suprafaţa lacurilor	Dimensiunea lacurilor	Nr.	% din numărul lacurilor	
522	-	0,72	<50	39	59,09	
485	-	0,67	50-100	7	10,60	
3879	-	5,37	100-500	14	21,21	
67218	-	93,22	>500	6	9,09	
72102	16,62	-	-	66	-	TOTAL

Tabel 39 Evoluţia suprafeţelor lacustre în complexul lagunar Razim – Sinoie, anul 1996

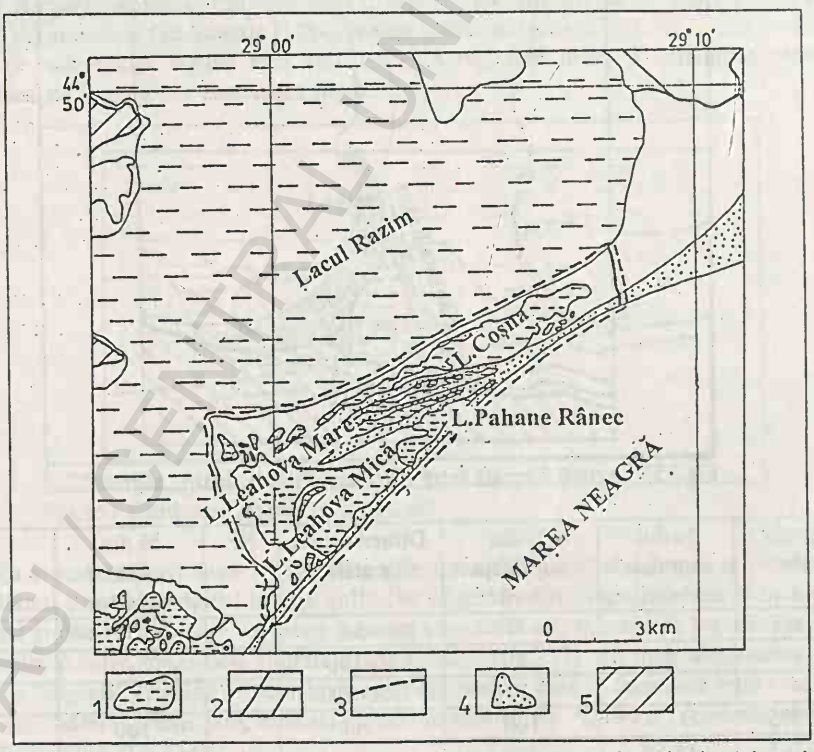


Fig.354 Lacuri de tip „zăton" pe litoralul complexului lagunar Razim-Sinoie: 1-lacuri; 2-gârle şi canale; 3-limita complexului; 4-cordoane litorale; 5-uscat predeltaic

Influența antropică și-a făcut simțită prezența și aici, mai ales prin faptul că laguna a fost practic închisă, în dreptul Gurii Portița, ca urmare a unor lucrări hidrotehnice (foto 59). Pentru a se schimba salinitatea apelor s-au construit canale care să aducă apa dulce a brațului Sf.Gheorghe (Lipovenilor, Dunavăț, Mustaca, Dranov). Prin aport fluvial apele complexului au devenit practic dulci.

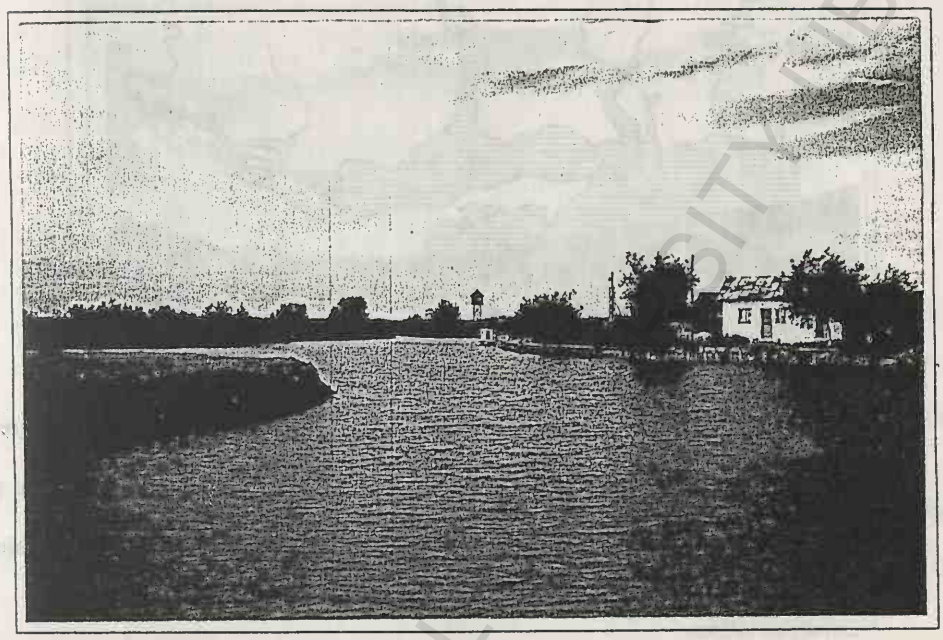


Foto 59 Gura Portiței de pe cordonul litoral ce închide complexul lagunar Razim-Sinoie
Foto Gh.Romanescu

În anul 1883 suprafața lacustră era dominată doar de cele 4 mari lacuri care formau un adevărat sistem lacustru unitar. Din vechile golfuri de mici dimensiuni, care înaintau pe văile uscatului dobrogean, s-au format astăzi lacuri mărginașe complexului ca urmare a închiderii lor prin intermediul formațiunilor de plaur (ex: Agighiol, Calica, Ceamurlia etc.). Au apărut astfel 62 de suprafețe lacustre (Romanescu, 1996, 1999).

Dominanța, în ceea ce privește suprafața, o păstrează în continuare lacurile mari, cu un total de 67.216 ha, adică 93,22%, față de cele mici care reprezintă doar 521 ha, adică 0,72% din suprafața actuală a complexului.

Prin extensiune și alipire de noi lagune, precum și ca urmare a ridicării nivelului general al mării și implicit al complexului Razim-Sinoie, s-au câștigat noi terenuri acvatice, astfel încât suprafața acestuia a crescut de la 67.795 ha (15,86%) în anul 1883, la 72.102 ha (16,62%) în 1996 (tabel 39).

Pe lângă complexul lagunar Razim – Sinoie, pe teritoriul României se mai pot semnala lagunele Siutghiol (lângă Mamaia) și mlaștina Mangalia (Ezerul Hergheliei)

- Limanurile marine

Se formează prin invadarea, de către apele marine, a văilor care debușează în mare. Fenomenul se datorat ridicării nivelului marin ca urmare a topirii ghețarilor montani și de calotă din glaciația pleistocenă sau în urma mișcărilor epirogenetice negative suportate de

scoarță. Definitivarea limanului se realizează doar atunci când aceste văi sunt barate total sau parțial de un cordon litoral (fig.355).

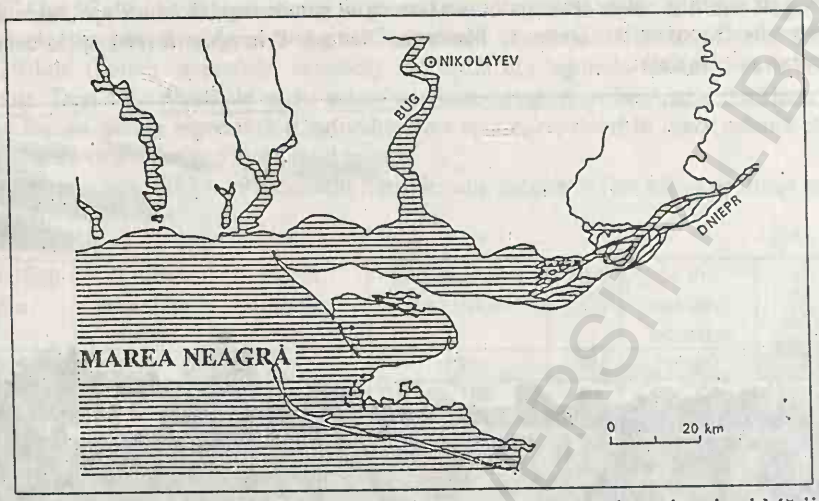


Fig.355 Limanuri, delte, cordoane litorale, lido și lagune în sectorul nord-estic al Mării Negre

Limanurile marine își fac apariția doar acolo unde mareele sunt de mică intensitate și când văile au un bazin hidrografic nesemnificativ și debit de apă redus.

În România se pot aminti limanurile Taşaul, Cargalâc, Agigea (afectat de Canalul Dunărea –Marea Neagră), Techirghiol (afectat de irigații), Tatlageac, Mangalia.

5.a.2.6. Alte tipuri de lacuri formate pe cale naturală

- Lacuri coraligene

Colonia de corali, prin evoluție, ajunge, într-o anumită fază, la individualizarea unor lacuri în interiorul insulelor coraligene (fig.356). Cele mai multe lacuri coraligene se găsesc în Oceanele Pacific și Indian, în sectoarele tropicale cu ape limpezi și calde. Lacurile sunt cunoscute și sub denumirea de lagoon.

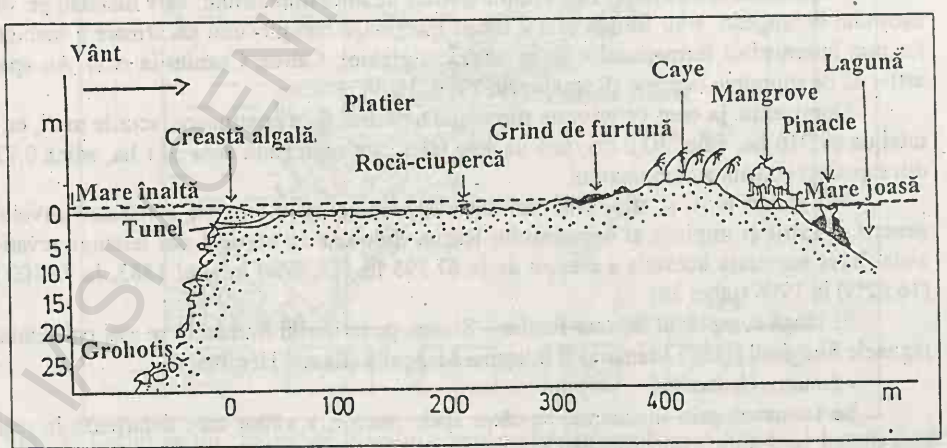


Fig.356 Profil transversal printr-un relief coraligen – formarea legoonului

după Pinot, 1973

BCU ȘTIINȚĂ CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

Unele lacuri au apă suprasărată (laguna insulei Malden), altele, ca urmare a izolării totale de ocean şi înălţarea atolului, au apă dulce (insula Washington din Pacificul Central, insula Clipperton din vestul coastelor mexicane – 37m adâncime şi atolii Nauru, Marshall). Se mai pot aminti lacurile Akaike şi Oike situate în insulele Kita şi Jima din arhipelagul Nampo (sud-estul Japoniei).

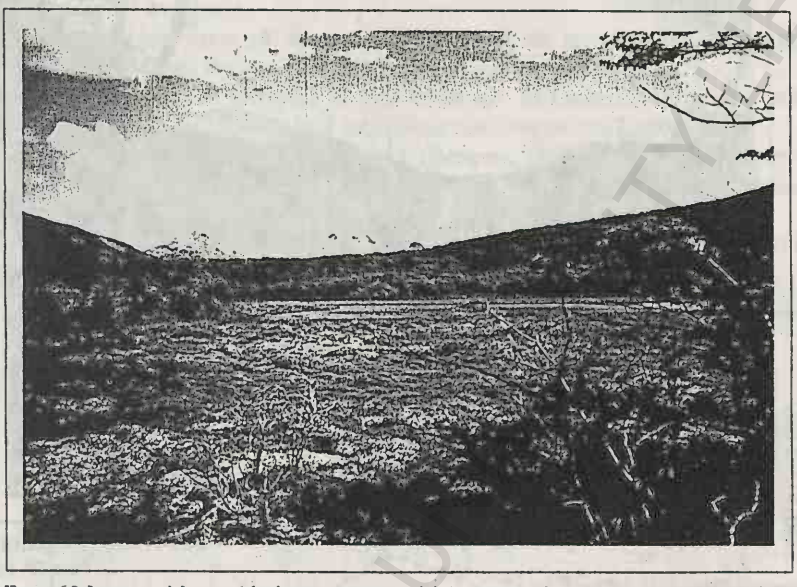


Foto 60 Laguna Negra (de impact meteoritic) (Argentina)

Foto Gh.Romanescu

- Lacuri formate în urma impactului meteoriţilor pe scoarţa terestră

Căderea meteoriţilor are drept consecinţă formarea unor depresiuni în care se poate acumula apa. De cele mai multe ori originea cuvetelor este controversată (ex: Bosumtwi – Ghana, Lonar – India, Pretoria Salt Pan – Africa de Sud, Kaalijarv – insula Saareman din Marea Baltică, Laguna Negra – Argentina) (foto 60). Lacul Chubb (sau Ungava) din Peninsula Labrador (Canada) şi Buffalo Wallow din S.U.A. sunt tipice. Craterul Chubb are un diametru la partea superioară de 3.350m şi 410m adâncime, fiind format în Pliocenul superior. Lacul în sine are 251m adâncime.

Se pare că pe coasta atlantică a S.U.A., între New Jersey şi Florida, se găsesc cca.500.000 de lacuri meteorice cu dimensiuni reduse. Sunt ovale şi poartă denumirea de *bays*. Majoritatea depresiunilor sunt cauza unei ploi de meteoriţi şi actualmente sunt umplute cu depozite turboase de 5-10m grosime. Datează de cca.40.000 ani când climatul era mai rece.

- Lacuri în depresiuni rezultate prin incendierea zăcămintelor de cărbuni

Prin autoaprinderea zăcămintelor de cărbuni se prăbuşesc straturile superioare ce dau naştere unei depresiuni care apoi se umplu cu apă (ex: Viliuisk – lakuţia, Chomutov – Podişul Boemiei).

- Lacuri de baraj construite de castori

Se formează în spatele barajelor de bușteni pe care le edifică castorii (mai ales *Castor canadensis*) pe râurile din America de Nord (ex: râurile Carp, Missouri, Jefferson etc.), în Suedia (*Castor fiber*), extremitatea australă a Americii de Sud etc. (foto 61).

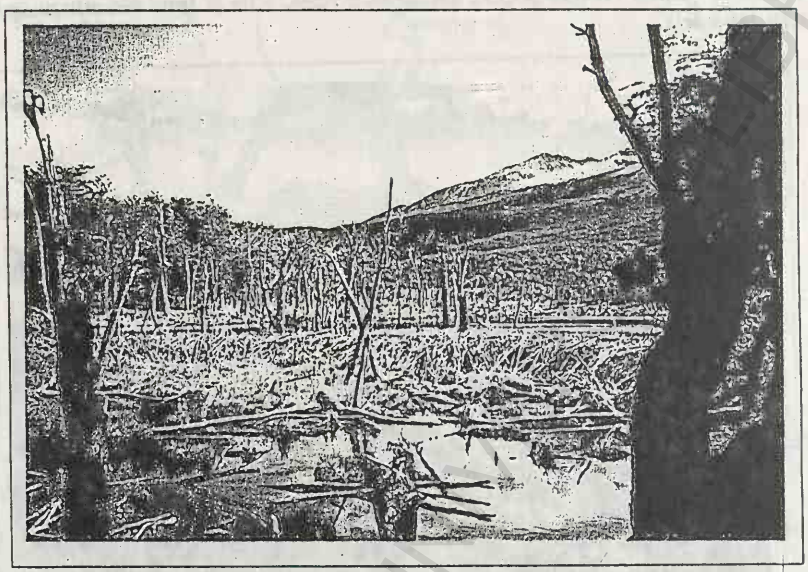


Foto 61 Lac format în spatele barajelor ridicate de castori (Râul Castorilor – Argentina-Chile)
Foto Gh.Romanescu

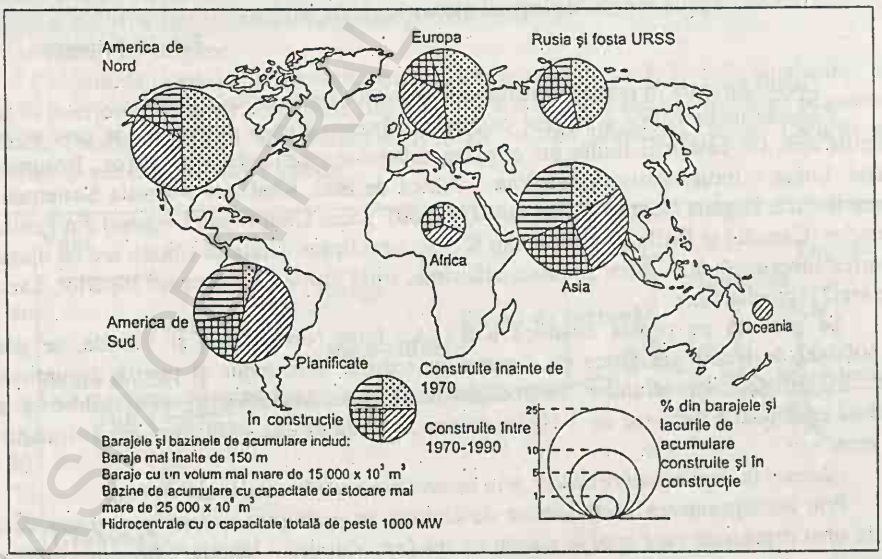


Fig.357 Cele mai importante proiecte de management a resurselor de apă
după Mermel, 1990

Barajele sunt construite din resturi lemnoase şi mâl, au 2-3m înălţime şi 30-50m lungime. Suprafaţa poate fi şi de până la 20ha. De cele mai multe ori sunt temporare.

Cele mai mari lacuri au fost semnalate pe râul Jefferson (Three Forks din Montana – S.U.A.), cu un baraj de 650m lungime, în parcul Yellowstone (Beaver Lake) cu un baraj de 321m lungime, pe Grand Island (Lacul Superior) cu un baraj de 475m lungime etc.

5.a.2.7. Lacuri antropice

Această categorie tinde să domine întreaga suită de lacuri naturale prin numărul, suprafaţa şi volumul de apă, dar mai ales prin folosirea lor complexă (fig.357).

Cele mai vechi lacuri antropice au fost construite în Orientul Apropiat şi Africa de Nord. Se presupune că în Egipt au existat lacuri de acumulare cu cca.2.000 de ani î.Cr.. În Iran au fost construite lacuri în perioada 558-331 î.Cr. (Bergner, 1936). În Algeria, pe uedul Sig, în punctul numit "Poarta apelor de câmpie", a existat un baraj construit de către romani care a rezistat până în secolul V d.Cr.

Lacurile de acumulare ridicate astăzi au scopuri multiple: hidroenergetic, alimentare cu apă (potabilă şi industrială), irigaţii, piscicultură, atenuarea viiturilor, agrement etc..

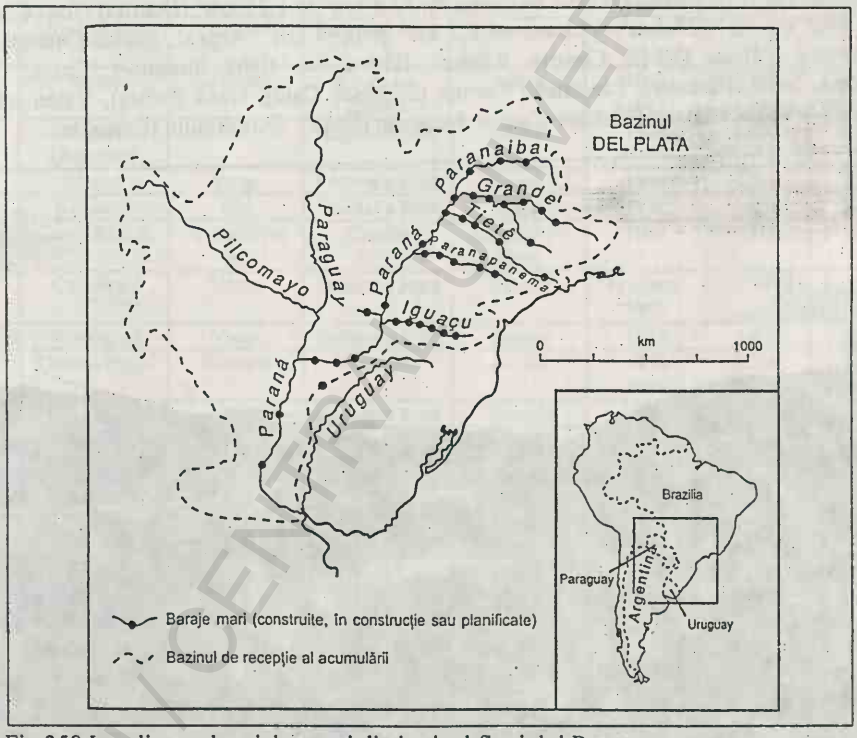


Fig.358 Localizarea barajelor mari din bazinul fluviului Parana

după Roberts, 2002

Pe Glob există 40 de lacuri ce depăşesc 1.000 km^2 fiecare, însumând o suprafaţă de 114.000 km^2 şi un volum de apă de 1.675 km^3. Din cele 40 de lacuri gigantice aproape jumătate aparţin C.S.I.: pe Volga (Volgograd, Kuibîşev), Don (Ţimleansk), Obi (Novosibirsk), Enisei (Krasnoiarsk), Angara (Bratsk) etc. În S.U.A. se remarcă: pe Colorado (Mead, Glen Canyon), Missouri (Fast Peak, Garrison, Oahe etc.). În America de Sud lacul de

acumulare de pe râul Parana (Itaipu) are o suprafață de 1.640km^2 (fig.358). În număr mai mic sunt și pe teritoriul Canadei (pe Pearce – Viuner Grew), Africii (pe Zambezi – Kariba; pe Nil – Nasser (sau Assouan); pe Niger – Kandji etc.).

Lacul cu cea mai mare suprafață este Volta (Africa) cu 8.730 km^2, în timp ce lacul cu cel mai mare volum este Bratsk (Rusia) cu 169,4 km^3.

Pentru România practica construirii lacurilor de acumulare este destul de veche. Se pare că astfel de lacuri au existat încă de pe vremea romanilor, mai ales în Munții Apuseni, unde au fost construite în vederea flotării minereurilor sau chiar pentru exploatarea sării. Primele atestări documentare datează încă din secolul al XV-lea pentru unele iazuri din Câmpia Transilvaniei și probabil pentru cele din Câmpia Moldovei. În secolul al XVIII-lea sunt semnalate două lacuri construite în scopuri miniere la Dognecea și alte două în secolul al XIX-lea lângă Oravița.

Volumul și suprafața lacurilor din țara noastră sunt mici și aceasta ca urmare a condițiilor geografice nefavorabile (relief și debite).

Dintre cele mai importante acumulări românești se pot cita: Porțile de Fier I (320 km^2 și 5 km^3) și II (Dunăre), Izvorul Muntelui cu 32,6 km^2 și 1,23 km^3 (Bistrița) (foto 62), Vidra cu 10,5 km^2 și 0,34 km^3, Vidraru cu 8,2 km^2 și 0,34 km^3 (Argeș), Stânca-Costești (Prut), Râmnicu Vâlcea, Dăești, Govora, Râureni, Băbeni etc. (Olt), Strâmtori (Firiza), Văliug, Gozna, Secu (Bârzava), Fântânele, Tarnița (Someșul Cald), Oașa (Sebeș), Valea lui Iovan (Cerna), Vidra, Mălaia, Brădișor (Lotru), Negovan (Sadu), Gura Râului (Cibin) etc.

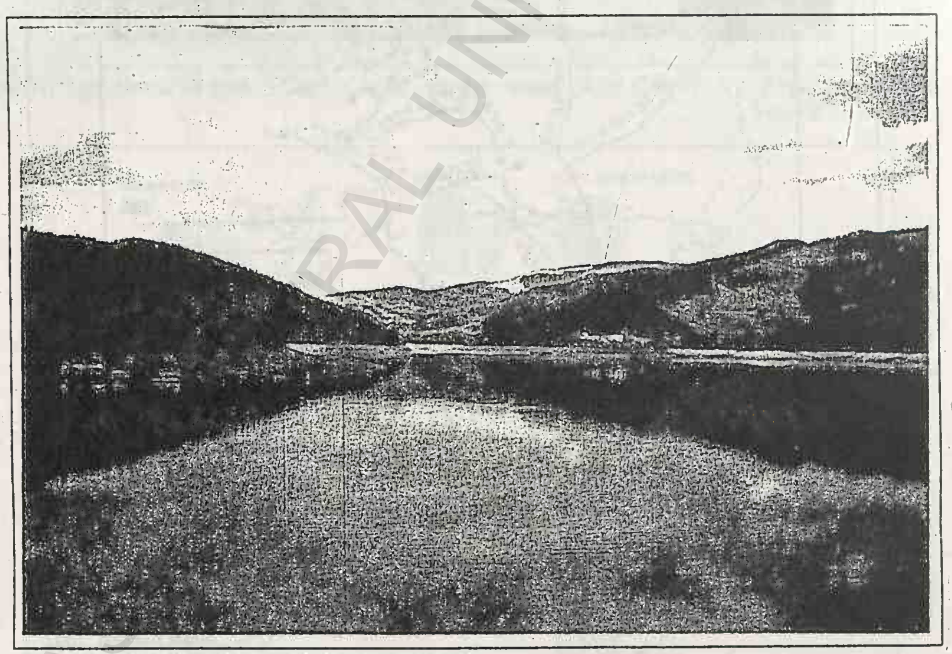


Foto 62 Lacul Izvorul Muntelui pe Bistrița

Foto Gh.Romanescu

Cu toate avantajele care decurg din apariția unui lac de acumulare acestea prezintă și suficiente dezavantaje: produc modificări în regimul natural de scurgere a râurilor, prezintă un puternic impact asupra mediului înconjurător prin modificarea ecosistemelor etc. Prin

construirea barajului de la Assouan, pe valea Nilului, lunca şi delta acestuia nu mai primesc suficiente aluviuni. Ca urmare a reţinerii unei părţi din apele Donului şi Kubanului, Marea Azov primeşte o cantitate mai mică de apă. Apariţia noilor lacuri de acumulare ridică multiple probleme asupra eficienţei acumulărilor antropice de acest gen.

Nr.crt.	Denumirea lacului (barajului)	Râul pe care este situat	Ţara	Continentul	Anul intrării în funcţiune	Supraf. km^2	Vol. km^3
1	Volta (Akosombo)	Volta	Ghana, Volta Superioară	Africa	1965	8.730 (8.300)?	165,0 (148,0)
2	Churchill (cu 5 lacuri satelit)	Churchill (Hamilton)	Canada	America de Nord	1971	6.651	33,6
3	Kuibîşev	Volga şi Kama	Federaţia Rusă	Europa	1955	6.500	58,0
4	Marea Irtîş (Buchtarma)	Irtîş	Kazahstan	Asia	1960	5.500	53,0
5	Bratsk	Angara	Federaţia Rusă	Asia	1964 (1960)	5.426	169,4 (169,2)
6	Nijnee Kama	Kama	Federaţia Rusă	Europa	În constr. 1971	5.540	-
7	Kariba	Zambezi	Rhodesia, Zambia	Africa	1959 (1963)	5.180 (5.540)	160,4 (180,6)
8	Nasser (Assouan)	Nil	Egipt, Sudan	Africa	1968 (1969)?	5.000	164,0
9	Ribinsk	Volga	Federaţia Rusă	Europa	1941	4.550	25,4
10	Kamensk	Obi	Federaţia Rusă	Asia	1970	4.500	54,0
11	Grand Rapids	Saskatchevan	Canada	America de Nord	1965	4.100	9,7
12	Ceboksari	Volga	Federaţia Rusă	Europa	În constr. 1971	3.780	14,2
13	Volgograd	Volga	Federaţia Rusă	Europa	1958	3.160	33,5
14	Cabora Bassa	Zambezi	Mozambic	Africa	1974 (1972)	2.700	63,0
15	Timliansk	Don	Federaţia Rusă	Europa	1952	2.700	21,8
16	Kremenciug	Dnepr	Ukraina	Europa	1961	2.500	13,5
17	Sanmen	Hungho	China	Asia	1962	2.350	65,0
18	Kahovska	Dnepr	Ukraina	Europa	1955	2.155	18,2
19	Krasnoiarsk	Ienisei	Federaţia Rusă	Asia	1967 (1969)	2.130	73,3
20	Conservation Area Nr.3A (Everglades)	Pen. Florida	S.U.A.	America de Nord	1963	2.038	3,4
21	Viliuisk	Viliui – Lena	Federaţia Rusă	Asia	1972	2.010	18,5
22	Saratov	Volga	Federaţia Rusă	Europa	1965	1.950	13,4
23	Daniel Johnson	Manicouagan	Canada	America de Nord	1968 (1970)	1.940	142,0 (141,8)
24	Kama	Kama	Federaţia Rusă	Europa	1954	1.720	12,2
25	Wiliston	Peace	Canada	America de Nord	1968	1.645	40,3
26	Itaipu	Iguaçu	Brazilia, Paraguay	America de Sud	1955?	1.640	-
27	Furnas	Rio Grande	Brazilia	America de Sud	1965	1.606	20,9
28	Sounda	Kouilou	Congo	Africa	1961	1.600	35,0

BCU "STEFAN CEL MARE" UNIVERSITY LIBRARY

29	Nijnii Novgorod	Volga	Federația Rusă	Europa	1955	1.570	8,7
30	Prof.van Blommenstein (Afobaka)	Surinam	Surinam	America de Nord	1965	1.560	12,4
31	Oahe	Missouri	S.U.A.	America de Nord	1960	1.520	20,1
32	Sakakawea (Garrison)	Missouri	S.U.A.	America de Nord	1956	1.488	30,1
33	Seul	Englih	Canada	America de Nord	1970	1.396	-
34	Trei Defilee	Chang Jiang	China	Asia	În constr. 1995	1.330	30,0
35	Gouin (La Loutre)	Saint Maurice	Canada	America de Nord	1917	1.295	8,0
36	Manouane	Manouane	Canada	America de Nord	1961	1.290	2,2
37	Kainji	Niger	Nigeria	Africa	1969	1.243	15,0 (127)?
38	Ricon del Bonete	Rio Negro	Uruguay	America de Sud	1946	1.140	6,6
39	Tres Marias	São Francisco	Brazilia	America de Sud	1961	1.130	19,3
40	Votkinsk	Kama	Federația Rusă	Europa	1963	1.120	9,4
41	Marea Obi Novosibirsk	Obi	Federația Rusă	Asia	1957	1.070	8,8
42	Kelsey	Nelson	Canada	America de Nord	1960	1.012	1,9
43	Porțile de Fier I	Dunărea	România, Iugoslavia	Europa	1973	320	5,0
44	Izvorul Muntelui (Bicaz)	Bistrița	România	Europa	1961	32,6	1,23
45	Vidra	Lotru	România	Europa	1972	10,5	0,34
46	Vidraru	Argeș	România	Europa	1965	8,2	0,47

Tabel 40 Lacurile de acumulare de mari dimensiuni

după Mermel, 1990 citat de Roberts, 2002; Gâștescu, 1998

Nr. crt.	Râul	Țara	Barajul	Anul în care a fost terminat	Înălțime (m)
1	Vakhsh	Rusia	Rogun*	1990	300
2	Vakhsh	Rusia	Nurek*	1980	300
3	Dixence	Elveția	Grande Dixence	1961	285
4	Inguri	Rusia	Inguri	1980	272
5	Vajont	Italia	Vajont	1961	262
6	Grijalva	Mexic	Chicoasen	1980	261
7	Bhagirathi	India	Tehri*	1995	261
8	Tons	India	Kishau*	1995	253
9	Guavio	Columbia	Guavio*	1989	246
10	Yalongjiang	China	Erlan	u/c	245
11	Enisei	Rusia	Saiano-	u/c	245

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

			Şuşensk		
12	Columbia	Canada	Mica*	1973	242
13	Bata	Columbia	Chivor	1975	273
14	Dranse de Bagnes	Elveţia	Mauvoisin	1957	237
15	Humuya	Honduras	El Cajon	1985	234
16	Sulak	Rusia[a]	Chirkey	1978	233
17	Feather	SUA	Oroville*	1968	230
18	Sutlej	India	Bhakra	1963	226
19	Colorado	SUA	Hoover	1936	221
20	Piva	Bosnia	Mrantinje	1976	220
21	Verzasca	Elveţia	Contra	1965	220
22	Clearwater	SUA	Dworshak	1973	219
23	Colorado	SUA	Glen Canyon	1966	216
24	Naryn	Kirgkistan	Toktogul	1978	215

*=baraje de pământ; [a]=Caucaz; u/c=incert.

Tabel 41 Cele mai mari baraje din lume

după Mermel, 1990

6. Elementele morfometrice ale lacurilor

Cele mai importante elemente ale lacurilor sunt: suprafaţa, lungimea şi lăţimea medie, axa mare şi axa mică, coeficientul de formă (sau raportul axelor), gradul de sinuozitate a ţărmului (malurilor), perimetrul udat, adâncimea maximă şi medie, volumul masei de apă, forma suprafeţei oglinzii apei şi a cuvetelor, gradul de insulozitate (insularitate) etc.

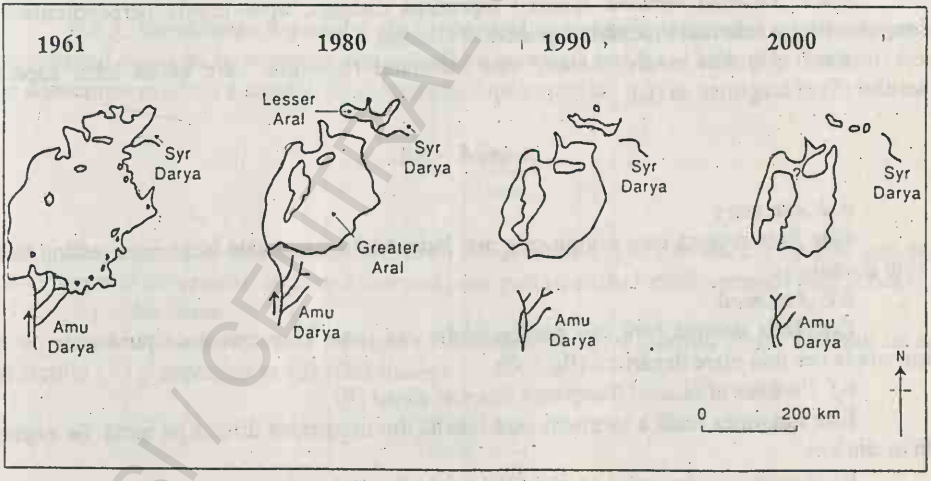


Fig.359 Reducerea suprafeţei lacului Aral în perioada 1961-2000

6.a. Suprafaţa (S)

Se determină pe hartă cu ajutorul planimetrului şi este numai în funcţie de nivelul apei. La niveluri ridicate suprafaţa creşte. Se mai poate modifica şi ca urmare a intervenţiei

antropice (fig.359). Se exprimă în m^2, km^2 sau ha. Se ţine cont şi de gradul de insulozitate (insularitate).

Pentru a se cunoaşte exact configuraţia în adâncime a depresiunii lacustre se planimetrează fiecare curbă batimetrică.

6.b. Lungimea(L)

Este linia care uneşte punctele cele mai îndepărtate ale cuvetei lacustre pe traseul cel mai scurt. Poate fi o linie dreaptă sau sinuoasă în funcţie de forma lacului (fig.360).

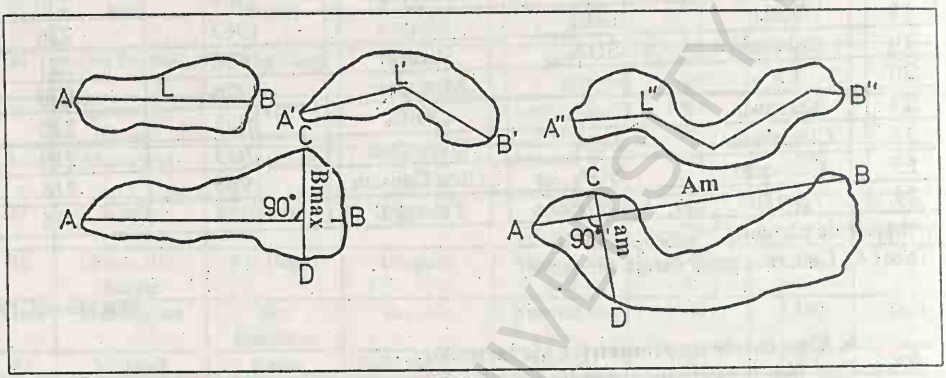


Fig.360 Elementele morfometrice ale depresiunii lacustre: L-lungimea lacului; B_{max}-lăţimea lacului; Am-axa mare; am-axa mică

6.c. Lăţimea (l)

6.c.1. Lăţimea maximă (l.max.) reprezintă distanţa, aproximativ perpendiculară pe lungime, dintre cele mai îndepărtate puncte ale lacului.

6.c.2. Lăţimea medie (l.med.) este rezultatul raportului care există între suprafaţa lacului (S) şi lungimea sa (L):

$$lmed. = S/L.$$

6.d. Axa mare

Este linia dreaptă care uneşte cele mai îndepărtate puncte ale lacului, ea putând tăia şi linia ţărmului.

6.e. Axa mică

Este linia dreaptă care taie perpendicular axa mare şi uneşte două puncte de pe mal aşezate la cea mai mare depărtare (fig.360).

6.f. Perimetrul lacului (lungimea liniei de ţărm) (P)

Este lungimea reală a ţărmului care rezultă din măsurarea directă pe hartă. Se exprimă în m sau km.

6.g. Gradul se sinuozitate a ţărmului (malurilor) (Cs)

Este în funcţie de lungimea perimetrului (P) şi de forma lacului:

$$Cs = \frac{P}{2\sqrt{\pi s}}$$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

6.h. Volumul de apă (V)

Se obține prin stabilirea valorii fiecărei izobate (h), a adâncimii izobatei (h1, h2...hn) și a suprafețelor delimitate de către aceste izobate (S1, S2...S3). Se exprimă în m^2 sau km^2.

În funcție de aceste elemente volumul se determină pe baza formulei:

$$V = \frac{S_1 + S_2}{2} h_1 + \frac{S_2 + S_3}{2} h_2 + ... + \frac{S_{n-1} + S_n}{2} h_{n-1} + \frac{S_n}{2} h_n \left(m^3\right) \quad (m^3).$$

6.h.1. Pentru determinarea *volumelor parțiale* (Vp) se folosește formula trunchiului de con:

$$Vp = \frac{h}{3\left(S_1 + S_2 + \sqrt{S_1 * S_2}\right)}.$$

unde:

Vp = volumul parțial;

h = diferența de adâncime dintre cele două curbe batimetrice;

S_1,S_2 = suprafețele celor două curbe batimetrice.

6.h.2. Volumul total (Vt) se determină grafic prin planimetrarea suprafețelor dintre axele coordonatelor și curba batigrafică. Prin înmulțirea suprafeței rezultate cu valoarea unității la scara grafică aleasă, se obține volumul de apă total sau cele parțiale. Practic volumul total se obține prin însumarea tuturor volumelor parțiale:

$$Vt = \Sigma Vp.$$

6.h.3. Dezvoltarea volumului (Dv) reprezintă compararea volumului unui lac în raport cu volumul unui con cu suprafața bazei egală cu suprafața lacului și înălțimea (conului) egală cu adâncimea maximă a lacului. Se calculează după expresia:

$$Dv = \frac{3Hmed.}{H\,\max.}.$$

Dv se apropie de 1 când depresiunea lacustră tinde spre conicitate; este mai mic de 1 când versanții depresiunii au formă convexă; este mai mare de 1 când versanții sunt concavi.

6.i. Adâncimea

6.i.1. Adâncimea medie (Hmed.) se determină ca fiind raportul dintre volumul de apă al lacului (V) și suprafața sa (S) (fără insule):

$$Hmed. = \frac{V}{S}.$$

6.i.2. Adâncimea maximă (Hmax.) este linia verticală cu cea mai mare valoare care unește suprafața oglinzii apei și punctul situat la cea mai mare adâncime.

6.j. Panta medie a fundului (pmed.)

Se determină ca tangenta unghiului și se calculează după relația:

BCU ȘI PENTRU UNIVERSITY LIBRARY

$$pmed. = \frac{\Delta h \Sigma l}{S},$$

unde:

Δh = echidistanța dintre izobate;

S = suprafața determinată de izobata superioară, respectiv suprafața lacului la 0m adâncime;

Σl = suma lungimilor izobatelor măsurate.

6.k. Suprafața reală a fundului depresiunii lacustre (Sf)

Se calculează după relația:

$$S_f = \frac{S}{\cos\alpha},$$

unde:

S = suprafața lacului;

A = unghiul de înclinare a pantei fundului dată de relația anterioară.

6.l. Indicele de formă a depresiunii lacustre (If)

Pentru a caracteriza forma depresiunii lacustre se compară aceasta cu diferite forme geometrice: cilindru, con, emisferă etc. Indicele de formă se calculează după relația Muraveski:

$$I_f = \frac{Hmed}{H_c},$$

unde:

Hmed. = adâncimea medie;

Hc = adâncimea centrului de greutate (masa de apă).

Centrul de greutate (Hc) se determină conform formulei:

$$H_c = \int z \frac{dm}{M},$$

unde:

z = grosimea unui strat elementar;

dm = masa stratului elementar;

M = masa întregului volum de apă.

În funcție de Hc lacul se poate compara cu unele corpuri geometrice conform rezultatelor: 2,0 – cilindru; 1,78 – emisferă; 1,50 – paraboloid; 1,33 – con (fig.361).

6.m. Forma lacurilor

Este legată de originea și evoluția cuvetei. Formele cele mai întâlnite sunt: circulară (circuri glaciare, doline, cratere etc.), semicirculară (eoliene), subrectangular alungite (grabene), dentritică sau tentaculară (artificiale), "belciug" (de meandre părăsite), neregulată (regiuni afectate de glaciația continentală).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

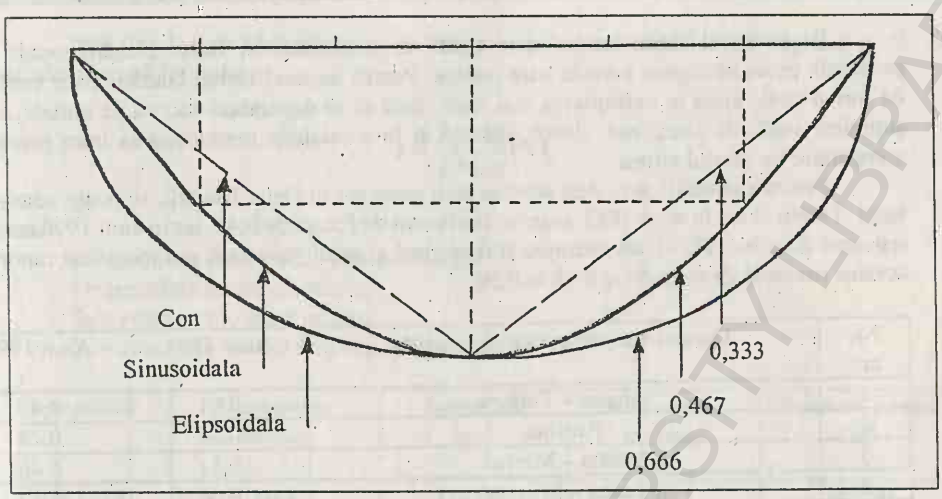


Fig.361 Forma ideală a unei depresiuni lacustre

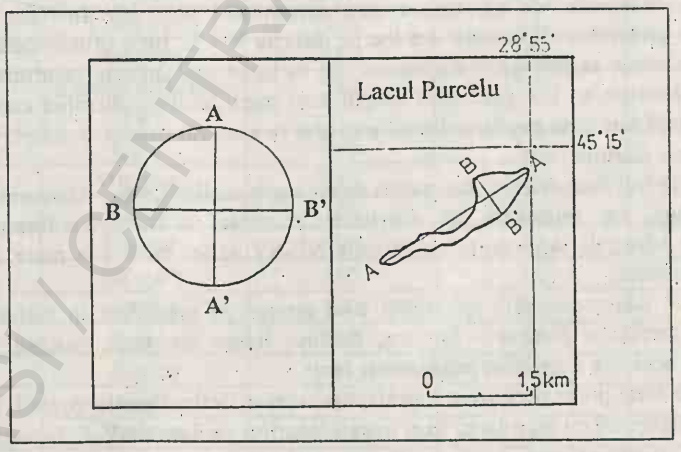
6.n. Forma cuvetelor

Formele cele mai întâlnite sunt: conică, sinusoidală, elipsoidală (Neuman, 1931). Fiecare formă se caracterizează printr-un rezultat obținut pe baza raportului dintre adâncimea medie (hmed.) și maximă (hmax.).

6.o. Raportul axelor (coeficientul de formă)

Reprezintă o foarte importantă caracteristică a complexelor lacustre, mai ales a celor care suferă modificări substanțiale într-un timp scurt.

Este raportul dintre axa mare a lacului și cea mică. Cu cât valoarea obținută este mai apropiată de unitate (1) cu atât forma lacului va fi mai rotundă (fig.362). Dacă valoarea se depărtează de unitate forma lacului va fi alungită.



AA'=BB'

AA' – axa mare
BB' – axa mică

Fig.362 Aplicarea coeficientului de formă pentru lacurile din Delta Dunării
după Romanescu, 1996,1999

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pe teritoriul țării noastre apar astfel de modificări în Delta Dunării, acolo unde procesele geomorfologice actuale sunt intense. Pentru sectorul Deltei Dunării acest coeficient de formă poate ajuta în delimitarea mai clară, dacă el se depărtează sau nu de unitate, a unor suprafețe vechi de altele mai tinere, precum și în-a cataloga predominanța unor procese în comparație cu aportul altora.

Pentru exemplificare, deși acestea sunt peste tot în Delta Dunării, se poate nominaliza lacul Tătaru, care în anul 1883 avea un coeficient de formă de 0,44, iar în anul 1996 acesta se redusese doar la 0,32; un alt exemplu îl reprezintă și lacul Puiu care și-a modificat raportul în aceeași perioadă de timp de la 0,78 la 0,50.

Nr. crt.	Denumirea complexului lacustru	Anul 1883	Anul 1996
1	Sircasa – Furtuna	0,61	0,49
2	Pardina	0,51	0,48
3	Matița – Merhei	0,51	0,46
4	Letea – Musura	0,66	0,47
5	Roșca – Gorgova – Isac	0,56	0,47
6	Roșu – Puiu	0,60	0,42
7	Dranov	0,31	0,42
8	Lunca Dunării	0,51	0,48
9	TOTAL	0,53	0,46

Tabel 42 Repartiția coeficientului de formă pe complexe lacustre în Delta Dunării

Pentru toate complexele lacustre din Delta Dunării, în perioada celor peste 100 de ani scurși între 1883 – 1996, coeficientul de formă s-a modificat continuu și peste tot, de la un total de 0,53 la 0,46, ceea ce denotă o alungire a axei mari a lacurilor și o diminuare a celei mici (tabel 42).

Procesul de alungire, petrecut în perioada analizată, are la bază, drept cauză, pe ansamblu, fenomenul de aluvionare care alimentează procesele fluviale; în cazul de față orientarea generală a aluvionării are loc pe direcția V – E. Între principalele gârle și brațe cu aceeași orientare se formează depresiuni din ce în ce mai înguste ca urmare a sedimentării. Cuvetele lacustre se alungesc de-a lungul axei mari conform direcției curentului principal. Cazul de față este bine pus în evidență mai ales în sectorul fluvial al deltei (vest) și mai puțin în cel fluvio-maritim (est).

În cadrul complexelor din partea de est a grindurilor Letea – Caraorman s-au impus, în primul rând, nu procesele de aluvionare ci modul de aranjare a formațiunilor de plaur purtate de vânturile dominante cu direcție NE-SV astfel încât axa mare a căpătat aceeași direcție generală.

Cele mai pronunțate schimbări s-au produs cu precădere în extremitatea vestică a deltei, în sectoarele Sireasa – Furtuna, Pardina, Rusca etc. unde procesul este dominat de direcția de scurgere a apei din principalele brațe.

Din acest punct de vedere suprafața lacustră a Deltei Dunării poate fi împărțită în două mari complexe: cel cu orientarea axei mari a lacurilor pe direcția V-E, în cadrul deltei fluviale și cel cu orientarea axei mari pe direcția NE-SV, în delta fluvio-maritimă (cu excepția complexului Matița – Marhei).

6.p. Gradul de insulozitate (insularitate)

Este dat de suprafața insulelor existente în interiorul lacurilor. Se exprimă în %. Se calculează după formula:

$$I = \frac{S_0 - S_1}{f * 100}(\%),$$

unde:

I = gradul de insulozitate (insularitate);
f = suprafața totală a insulelor;
S_0 = suprafața totală a lacului;
S_1 = suprafața lacului fără suprafața insulelor.

Continentul	Denumirea lacului	Suprafața km^2	Adâncimea maximă m	Volumul de apă km^3
EUROPA	Caspica	374.000	1.025	78.200
	Ladoga	17.700	230	908
	Onega	9.630	127	295
	Wänern	5.500	100	180
	Wättern	1.900	119	72
	Ilmen	1.100	10	12
	Päijänne	1.065	93	-
	Inari	1.000	80	28
	Kallavesi	900	102	-
	Mälaren	1.140	64	10
	Sad'maa	1.800	58	36
	Hornindals	2.300	514	-
	Mjřsa	363	434	56
	Loch Ness	396	31	-
	Geneva	581	309	90
	Konstanz (Boden See)	538	252	48
	Garda	370	346	50
	Maggiore	212	372	-
	Como	146	410	-
	Balaton	596	12	1,9
	Shkodër	362	10	2,2
	Ohrid	350	256	61
	Prespa	288	54	4
	Zürich	88	143	-
	Lugano	50	288	-
	Bolsena	114	146	-
	Iseo	65	251	-
ROMÂNIA	Razim	395	3	-
	Techirghiol	10	9	-
	Snagov	5,7	9	-

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ASIA	Baikal	31.500	1.741	23.000
	Aral	64.100	68	1.020
	Balhaş	18.200	26	112
	Issîk Kul	6.200	702	1.730
	Urmia	5.800	16	45
	Taimîr	4.560	26	13
	Kuku-Nor	4.220	38	-
	Hanka	4.190	10,5	18,5
	Tengri-Nor	2.460	40	-
	Van	3.760	145	-
	Hubusugul	2.620	270	480
	Alakol	2.650	54	58,6
	Sevan	1.230	86	38
	Marea Moartă	940	400	188
	Biwa	688	103	27,5
	Karakul	380	238	-
	Pang-gong-Tso	279	50	-
	Manasarovar	558	81	-
	Matana	650	590	-
AFRICA	Tanganyika	32.900	1.435	18.900
	Malawi (Hyassa)	30.900	706	7.725
	Victoria	69.000	92	2.700
	Ciad	7.000-22.000	3-12	44,4
	Turkana (Rudolf)	8.660	73	-
	Mobutu Sésé Seko	5.300	57	64
	Mweru	5.100	15	32
	Tana	3.150	14	28
	Edward	2.500	131	78
	Kiwu	2.370	496	569
	Shalla	409	266	37
	Langana	230	46	4
	Awusa	130	21	1,3
AMERICA DE NORD ŞI DE SUD	Superior	82.680	406	11.600
	Huron	59.800	229	3.580
	Michigan	58.100	281	4.680
	Erie	25.700	64	545
	Ontario	19.000	236	1.710
	Marele Lac Sărat	4.660	14	19
	Urşilor	30.200	137	1.010
	Winnipeg	24.600	19	127
	Athabasca	7.900	60	110
	Manitoba	4.720	28	17

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

	Sclavilor	27.200	156 (614?)	1.070
	Managua	1.490	80	-
	Chapalla	1.080	10	-
	Nicaragua	8.430	70	- 108
	Titicaca	8.110	230	710
	Poopó	2.530	3	2
	Tahoe	499	501	-
	Atitlan	140	341	-
AUSTRALIA ŞI NOUA ZEELANDĂ	Eyre	15.000	20	-
	Gairdner	4.780	-	-
	Torrens	5.800	-	-
	Taupo	611	159	-
	Wakatipu	293	378	-
	Te Anau	352	276	-
ANTARCTICA	Vanda	14	70	-

Tabel 43 Elementele morfometrice ale principalelor lacuri din lume

după Kopulov, Kuzin, Senkov, 1974 citaţi de Pişota, 1995

7. Bilanţul apei (hidric) din lacuri

Exprimă raportul dintre cantitatea de apă pe care o primeşte un lac şi cantitatea de apă pe care o pierde (fig.363).

Alimentarea cu apă se realizează prin intermediul surselor cu caracter general dar şi prin intermediul surselor cu caracter local. Cele cu caracter general şi de durată sunt reprezentate de precipitaţii şi emisari, iar cele cu caracter local şi limitate în timp sunt reprezentate de existenţa izvoarelor.

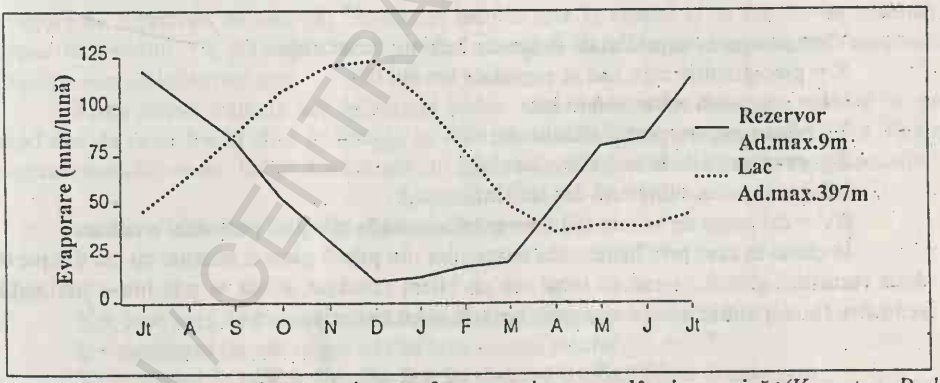


Fig.363 Evaporarea anuală a unei suprafeţe acvatice cu adâncime mică (Kempton Park Reservoir-Londra) şi a unui lac foarte adânc (lacul Superior)

după Lapworth, 1956

Pierderea apei din lacuri se produce prin intermediul emisarilor de scurgere, evaporării şi infiltrării. Cea mai mare cantitate se pierde prin scurgere şi evaporare.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Din punct de vedere al bilanțului apei lacurile se împarte în trei mari categorii: cu bilanț constant, excedentar și deficitar. Volumul de apă din cadrul lacurilor este sub directa influență a condițiilor climatice (temperatură, precipitații, regim eolian etc.). Variațiile volumului de apă sunt afectate și de dimensiunea cuvetelor lacustre, de suprafața bazinului hidrografic și de gradul lui de acoperire cu vegetație, de intervenția antropică etc.

Bilanțul apei se exprimă prin:

$$P+R+I = E+S+Z \quad \text{sau} \quad P+R+I+S+Z+E = 0,$$

în care:

P = alimentarea din precipitații;
R = alimentarea din râuri;
I = alimentarea din izvoare;
E = pierderea apei prin evaporare;
S = pierderea apei prin intermediul emisarilor de scurgere;
Z = pierderea apei prin infiltrare.

Analizând ecuația bilanțului hidric într-o formă generalizată (Gâștescu, 1971) se observă că o serie de termeni (X și Z) corespund zonei geografice în care se găsește lacul; unii termeni (Y1 și Y2) sunt în funcție de bazinul hidrografic (F) și suprafața lacului (S), pe de o parte, și de zona de umiditate în care este situat lacul, pe de altă parte. Sunt și termeni ai ecuațiaie (U1 și U2), care depind de condiții cu totul locale (adâncimea lacului cu posibilitatea de intersectare a apelor freatice și de adâncime a cuvetei lacustre, natura rocilor în care este situat lacul etc.). Termenii care contribuie la afluxul și pierderea apei din lac se pot exprima sub forma unei sume algebrice:

$$Y1+X+U1-Y2-Z-U2 = \pm\Delta V,$$

unde:

Y1 = scurgerea superficială în lac din bazinul de recepție (F);
X = precipitațiile care cad la suprafața lacului (S);
U1 = scurgerea subterană în lac;
Y2 = scurgerea superficială din lac;
Z = evaporația de la suprafața lacului;
U2 = scurgerea subterană din lac (infiltrația);
ΔV = diferența de volum (±) care se estimează la sfârșitul perioadei analizate.

În cazul în care prin însumarea termenilor din prima parte a ecuației cu cei din partea a doua rezultatul este 0, reiese că lacul are un bilanț constant, adică se află într-o perioadă de *echilibru* (bilanț hidric *neutru* sau *constant*). În acest caz reiese:

$$Y1+X+U1-Y2-Z-U2 = 0 \quad \text{sau} \quad V1 = V2.$$

Perioada de echilibru este relativă, existând pentru același lac mai multe astfel de perioade caracteristice fazelor de dezvoltare a lacului. În etapa actuală de dezvoltare lacul Bâlea (Munții Făgărașului) se găsește într-o perioadă de echilibru deoarece cantitatea de apă care intră în lac este egală cu cea care iese. Volumul de apă reținut este determinat de cota de retenție a pragului de la emisar. În momentul când această cotă de retenție se modifică, ca urmare a unei eroziuni puternice, o anumită perioadă ecuația bilanțului hidric va căpăta forma:

BCU IASI BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

$$Y_1+X+U_1-Y_2-Z-U_2 = -\Delta V \text{ sau } V_1<V_2$$

unde:

$-\Delta V$ = cantitatea de apă care se scurge anual sau lunar din lac.

Dacă scurgerea din lac depăşeşte mult timp aportul din lac, după o anumită perioadă lacul poate seca temporar sau definitiv, bilanţul hidric devenind *negativ (deficitar)*.

În cazul în care în lac intră o cantitate mai mare de apă decât cea care iese (fenomen caracteristic mai ales anotimpului de primăvară), în prima etapă, când se acumulează apa în lac, ecuaţia capătă forma:

$$Y_1+X+U_1-Y_2-Z-U_2 = +\Delta V \text{ sau } V_1>V_2.$$

Formula amintită exprimă un bilanţ hidric *pozitiv (excedentar)*.

În funcţie de cele trei tipuri de bilanţ, la care intervin şi alţi factori, lacurile se categorisesc în: permanente, temporare, efemere. Ele mai pot fi împărţite în: cu scurgere, fără scurgere (închise).

Cele mai multe lacuri de pe Terra au caracter permanent, ele putând exista în toate continentele.

Lacurile temporare pot fi întâlnite în regiunile de stepă şi semipustiu (crovurile din Bărăgan, sudul Munţilor Atlas, şoturile din Africa, Kazahstanul etc.).

Lacurile efemere sunt acumulări de apă care apar doar în anotimpurile umede sau după ploile torenţiale. De regulă nu au o depresiune lacustră care să reziste în timp.

Observaţiile directe asupra valorii componentelor ecuaţiei se fac numai când lacul respectiv prezintă interes mai ales din punct de vedere hidrotehnic, piscicol, hidroameliorativ etc.

Pentru construirea lacurilor artificiale este foarte important să se cunoască valoarea termenilor ecuaţiei bilanţului hidric, mai ales pentru Y_1, X, Z, U_1 şi U_2; cunoaşterea acestor parametri este necesară în precizarea perioadei de umplere a lacului. Este indicat ca în aceste calcule să se aibă în vedere că termenii X şi Z îşi modifică valorile în funcţie de mărimea sau micşorarea suprafeţei lacului (S). Suprafaţa lacului este la rândul ei în funcţie de nivel (h). Lipsa termenului Y_2, în cazul lacurilor fără scurgere superficială, nu schimbă conţinutul problemelor amintite mai sus.

Toate aceste calcule ale bilanţului hidric sunt orientative deoarece valorile se pot modifica de la un loc la altul în funcţie de diferite condiţii fizico-geografice întâlnite. Pentru determinarea bilanţului hidric din complexul Roşu-Puiu (Delta Dunării) se foloseşte ecuaţia:

$$X = Y_1-Z-Y_2 = \pm\Delta V,$$

unde:

X = cantitatea de precipitaţii căzută la suprafaţa apei;

Z = cantitatea de apă evaporată de la suprafaţa lacului;

Y_1 = aportul de apă ce vine din braţele Dunării prin intermediul canalelor;

Y_2 = scurgerea de apă din complexul lacustru prin canale către braţe;

$\pm\Delta V$ = variaţia lunară sau anuală de volum.

Unii componenţi ai ecuaţiei, ca alimentarea subterană (U_1) şi scurgerea subterană din lac (U_2) sunt consideraţi egali ca valoare. Datorită coeficientului mare de permeabilitate din depozitele litologice ce aparţin grindurilor şi a unui nivel relativ egal al apelor din braţe şi interiorul deltei, există un nivel hidrostatic egal cu cel al apelor de suprafaţă în cea mai mare parte a anului.

Termenii Y1 şi Y2 nu pot coexista în ecuaţia de faţă, dat fiind faptul că legătura dintre lacuri şi braţele principale, pentru alimentare şi scurgere, se face pe aceleaşi canale. În acest sens prezenţa unuia sau altuia în formulă se precizează prin ±ΔV. În cazul când în formulă se găseşte +ΔV (nivelul apei în lacuri este mai mare faţă de luna sau anul precedent) în ecuaţie se va găsi termenul Y1; în situaţia inversă (-ΔV) va exista Y2.

Factorul cel mai important care influenţează bilanţul hidrologic din cadrul unui lac este reprezentat de tipul climatic în care se află situată cuveta lacustră.

Nr. crt.	Denumirea lacului	Sursa de alimentare cu apă			Pierderea apei		
		Precipitaţii P %	Râuri afluente R %	Izvoare şi alte surse I %	Evaporaţie E %	Scurgere S %	Infiltrare Z %
1	Väneren	19	78	3	8,4	91,6	-
2	Onega	22,8	77,2	-	11,8	88,2	-
3	Geneva	6,6	93,4	-	10,4	89,6	-
	(Léman)						
4	Ohrid	11,8	88,2	-	11	89	-
5	Balaton	39,6	52	8,4	43,2	56,8	-
6	Baikal	13,2	82,3	4,5	13,2	86,8	-
7	Ontario	6,8	79	14,2	5,4	94,6	-
8	Michigan	38,2	27,2	34,6	31	69	-
9	Titicaca	39,6	60,4	-	95	5	-
10	Victoria	86	14	-	81,6	18,4	-
11	Tanganyika	63	37	-	94,4	5,6	-
12	Malawi (Nyassa)	52,4	47,6	-	91,2	8,8	-
13	Aral	9	91	-	100	-	-
14	Balhaş	11,8	86,4	1,8	100	-	-
15	Urmia	28,6	71,4	-	100	-	-
16	Marea Moartă	5	79,2	15,8	100	-	-
17	Marele Lac Sărat	26	58,2	15,8	100	-	-

Tabel 44 Bilanţul hidrologic pentru principalele lacuri de pe Terra

după Pişota, 1995

8. Dinamica apelor (valurile)

Un exemplu de ceea ce înseamnă un val este reprezentat de aruncarea unei pietre într-un lac. Înainte de toate trebuie să existe o sursă de energie, adică piatra care cade; urmează fenomenul transmisiei energiei sub forma unei creste sau a unei oscilaţii care iradiază în toate direcţiile, începând cu sursa (Romanescu, 1997).

Rapiditatea cu care valul se deplasează defineşte frecvenţa sa. Distanţa care separă două creste succesive a trenei ondulatorii poartă denumirea de lungime de undă. Distanţa care separă vârful crestei si partea sa bazală este cunoscută sub numele de înălţimea (amplitudinea) valului (undei) (fig.364).

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

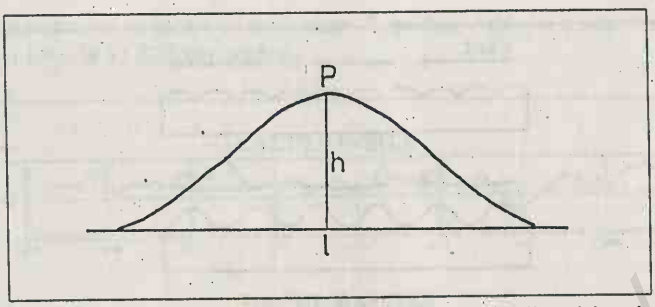


Fig.364 Elementele unui val: P-perioadă; h-amplitudine; l-lungime

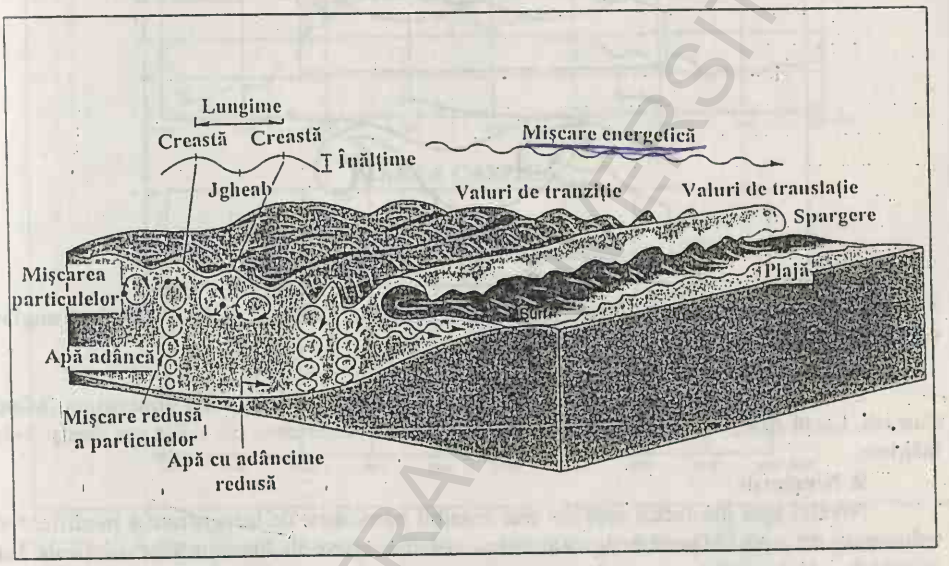


Fig.365 Formarea valurilor și spargerea acestora

Cele mai multe valuri sunt provocate de frecarea vântului pe suprafața apei (valuri eoliene). Mișcarea orbitală a particulelor de apă se pierde spre adâncime până la punctul unde energia se disipează. O particulă situată în apropierea suprafeței parcurge o orbită al cărui diametru este mai mult sau mai puțin egal cu înălțimea valului. O altă particulă, situată la o adâncime mai mare, urmează o traiectorie al cărui diametru este cu atât mai mic cu cât el se găsește mai departe de suprafață, ajungând în final la anulare (fig.365).

Înălțimea și lungimea valurilor sunt o creație ce depinde de forța și regularitatea vântului. Când acesta din urmă suflă în rafale sau se învârte fără încetare, dă naștere unor fenomene ondulatorii discontinui, de izbire.

Formele pe care le pot căpăta valurile sunt foarte diverse. Când unghiul crestei devine inferior unghiului de 120° valul deferlează (fig.366).

Cele mai impunătoare valuri lacustre se produc în cuvetele de mari dimensiuni (Marea Caspică, Lacul Aral, Lacul Victoria, Marile Lacuri Nord-Americane etc.). Ele pot depăși 4-6m înălțime.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

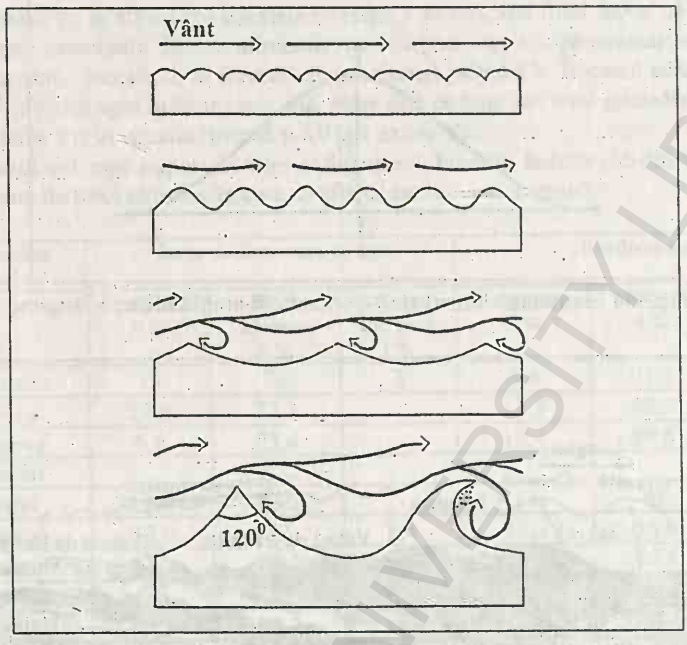


Fig.366 Tipuri de valuri în funcţie de puterea vântului (valurile deferlează când unghiul coboară sub 120^0)

Cele mai impunătoare valuri lacustre se produc în cuvetele de mari dimensiuni (Marea Caspică, Lacul Aral, Lacul Victoria, Marile Lacuri Nord-Americane etc.). Ele pot depăşi 4-6m înălţime.

9. Nivelurile

Nivelul apei din lacuri este cel mai sensibil barometru de înregistrare a modificărilor volumului de apă. Măsurătorile sunt efectuate cu ajutorul limnigrafelor verticale sau orizontale. Hidrograful variaţiei nivelului este în funcţie de modificarea şi evoluţia componentelor bilanţului hidric. Variaţiile au loc sezonier, anual sau multianual (ciclic). Remarca de bază este cea care vizează creştera sau scăderea seculară a nivelului ca urmare a schimbărilor climatice. Schimbările cele mai importante sunt specifice depresiunilor închise.

Marea Caspică şi Lacul Aral prezintă variaţii de nivel alternative în raport cu condiţiile climatice. În urma cercetărilor întreprinse s-a remarcat faptul că în condiţiile creşterii nivelului din Marea Caspică se observă o scădere a acestuia în Lacul Aral. În perioadele secetoase Aralul primeşte mai multă apă decât Caspica. În Aral se varsă fluviile Amu Daria şi Sîr Daria care îşi au izvoarele în gheţarii montani, prin urmare debitele sunt relativ constante. În Caspica deversează Volga şi alte râuri, fluvii specifice de podiş, cu debite mici în timpul secetelor. În perioadele umede se eliberează mai puţină apă din gheţarii şi zăpezile Munţilor Pamir comparativ cu sectoarele traversate de Volga şi afluenţii săi. În perioada 1900-1915 nivelul Lacului Aral a fost cu 2m mai ridicat decât cel al Mării Caspice.

Până în anul 1970 nivelul Mării Caspice a suferit o scădere continuă; după acest an nivelul cunoaşte o creştere uşoară (fig.367). Nivelul Lacului Aral a scăzut alarmant în ultimele decenii ca urmare a utilizării apelor din Amu Daria şi Sîr Daria în irigaţii (Depresiunea

Fergana) şi reţinerea lor în lacuri de acumulare. Suprafaţa Aralului a scăzut cu cca.50%, de la 66.900 km^2 în 1960 la 33.800 km^2 astăzi.

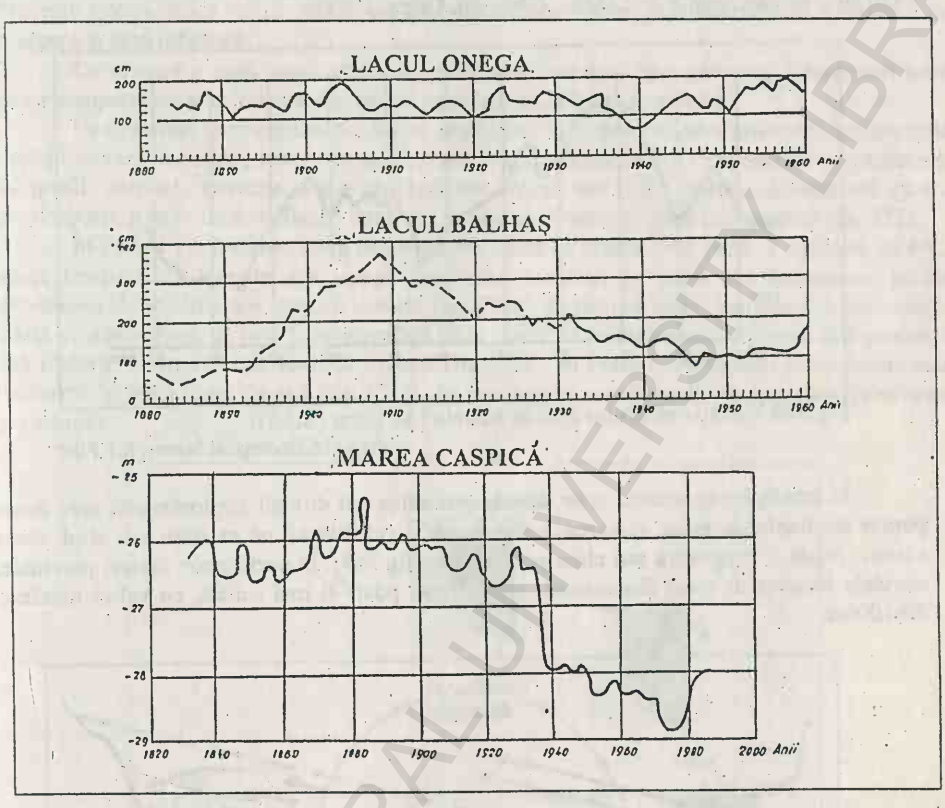


Fig.367 Variaţia multianuală a nivelurilor în lacurile Onega, Balhaş şi Marea Caspică

Lacul Balhaş a cunoscut şi el variaţii foarte evidente: scădere între 1875-1890, creştere 1890-1910, 1910-1930 scădere cu 2,8m etc. La bază stau condiţiile climatice din bazinul aferent lacului.

La adresa Mării Moarte s-au făcut observaţii mult mai vechi, între 1650-1906 (Enge, 1931). S-a înregistrat o scădere lentă din 1650 până spre 1760, după care a urmat o creştere uşoară, cu un maxim în 1900. Ca urmare a reţinerii apei râului Iordan, nivelul Mării Moarte a scăzut în ultimii 30 de ani cu cca.10m.

Pe continentul African se remarcă pe departe Lacul Ciad. Între sfârşitul secolului XVIII şi 1823 lacul a suferit o ridicare, după care a urmat o scădere evidentă între 1840-1850. Cu nivel ridicat sunt consideraţi anii 1853, 1854, 1866, 1870, 1892-1898, după care a urmat o scădere între 1905-1915, apoi o ridicare spre 1920, o nouă scădere etc.

În America de Nord se remarcă Lacul Salton şi Marele Lac Sărat. Acesta din urmă, după nivelul maxim atins în 1870, a suferit o scădere pe fondul unor oscilaţii pozitive şi negative (fig.368).

Pentru România observaţii exacte au fost făcute pentru lacurile din Bărăgan. Pentru Lacul Amara (Ialomiţa) s-a constatat existenţa unei ciclicităţi cu o oscilaţie completă de 50 de

ani şi o amplitudine de 70-80cm. Două maxime corespund anilor 1917-1920 şi 1969-1971, primul având o medie a nivelurilor de 285cm, iar al doilea de 305cm şi un minim în 1948-1950 cu o valoare medie de 135cm (Gâştescu, Driga, 1973).

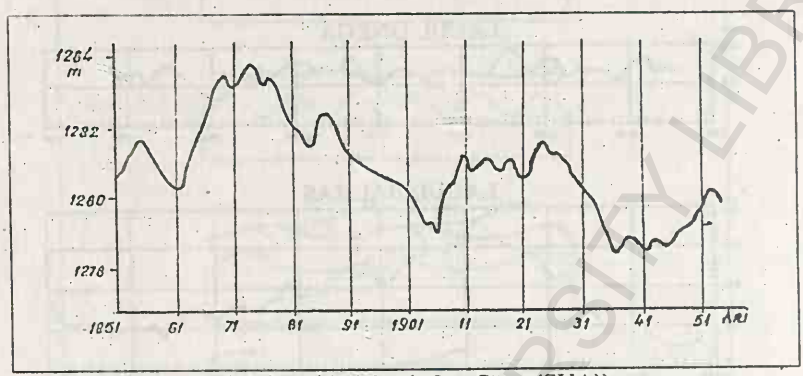


Fig.368 Variaţia nivelului apei în Marele Lac Sărat (SUA))
după U.S.Geological Survey, R.F.Flint

În condiţiile existenţei unor vânturi puternice, cu direcţii predominante spre anumite puncte cardinale, se poate remarca o variaţie de nivel diferită pe un ţărm sau altul. Această variaţie poate fi temporară sau chiar permanentă (fig.369). În cazul unor vânturi puternice, în cuvetele lacustre de mari dimensiuni, nivelul apei poate fi mai ridicat, cu valori maxime de 50-100cm.

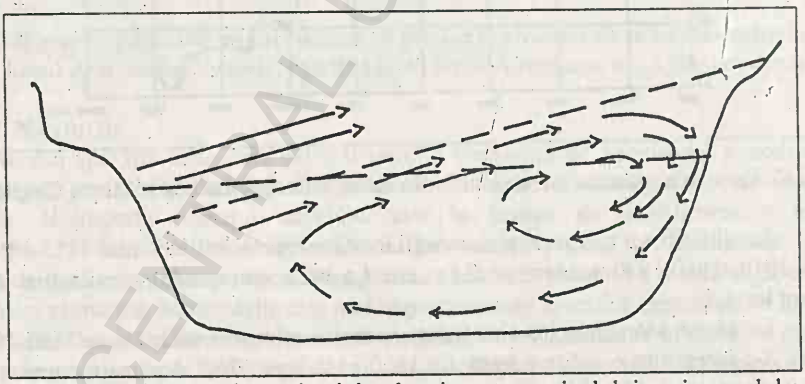


Fig.369 Curenţii de apă determinaţi de vânt şi creşterea nivelului apei pe malul opus

10. Particularităţile regimului termic

Cunoaşterea regimului termic al lacurilor prezintă un interes deosebit mai ales în explicarea fenomenelor de stagnare şi circulaţie a maselor de apă, care la rândul lor determină structura biologică şi fizico-chimică a acestora.

Regimul termic şi expresia acestuia, precum şi conţinutul de căldură, depind de condiţiile climatice specifice zonei în care se găseşte situat lacul (fig.370). Cei mai importanţi factori climatici sunt reprezentaţi de temperatura aerului şi acţiunea mecanică a vântului. Factorii cu caracter secundar sunt reprezentaţi de gradul de mineralizare a apei, densitate etc. Principalele surse de căldură sunt: radiaţia solară directă, căldura radiată de atmosferă, căldura

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

adusă de apa afluenților și izvoarelor, precum și căldura provenită din precipitații, din iradierea malurilor și a fundului cuvetei, căldura introdusă în urma activităților umane etc. Procesul invers, adică cel de răcire, are loc prin iradierea apei, prin intermediul emisarilor de scurgere și prin infiltrare.

Ca urmare a unei conductibilități mici specifice apei apar frecvent diferențieri între stratele superioare și inferioare din cadrul unui lac (stratificare termică).

La suprafață temperatura din lacuri se află sub influența temperaturii aerului și prezintă variații cu caracter diurn, lunar sau anotimpual. Variația sezonieră a temperaturii se produce și în profil vertical. Întreaga masă de apă din lacuri trece, pe parcursul unui an (patru anotimpuri), prin două stratificații termice (inversă și directă) și două homotermii (fig.371).

În timpul verii temperatura poate scădea odată cu adâncimea, până la valoarea de 4°C, adică temperatura la care apa atinge densitatea maximă. În acest caz fenomenul poartă denumirea de stratificație termică directă (fig.371a). În timpul iernii temperatura apei crește odată cu adâncimea, de la 0°C la suprafață până la 4°C în adâncime. Fenomenul este cunoscut sub numele de stratificație termică inversă (fig.371b). În cazul homotermiei temperatura este uniformă în toată masa de apă (fig.371c). Se produce în anotimpurile de tranziție (primăvara și toamna).

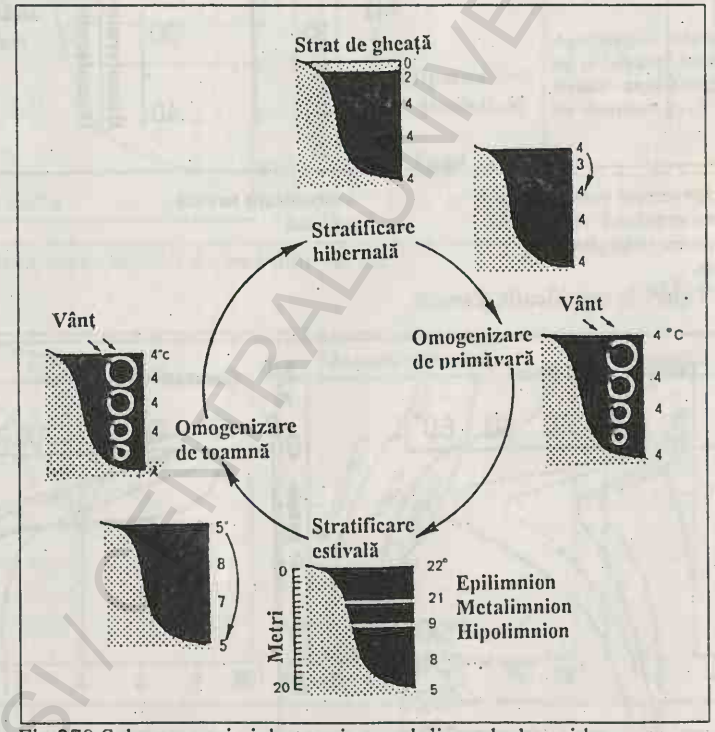
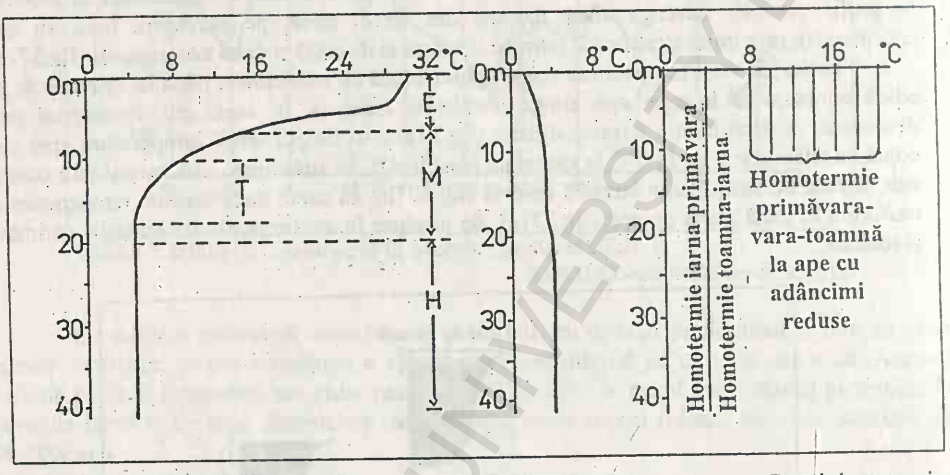


Fig.370 Schema unui ciclu termic anual din cadrul unui lac
după Welch, 1989

Liniile care unesc punctele cu aceeași temperatură poartă numele de termoizoplete. Sunt modificate de factori foarte diverși.

În lacurile adânci temperatura se modifică treptat până la o anumită adâncime, după care, la un anumit nivel bine stabilit în funcție de condițiile locale, se instalează un termoclin permanent sau sezonier. După acest strat temperatura coboară lent până la valoarea de 1-3°C.

Mezotermia (heliotermia) este un fenomen specific lacurilor cu un grad ridicat de salinitate. Multe din aceste suprafețe sunt situate în masivele de sare sau pe locul unor foste ocne de sare. Fenomenul consistă în formarea unui strat de apă cu temperaturi ridicate, între două strate cu temperaturi coborâte (L.Ursu - Sovata, L.Telega etc.) (fig.372,373).



a.Stratificație termică directă (de vară) cu evidențierea stratelor: E-epilimnion; M-metalimnion; H-hipolimnion; T-termoclin.

b.Stratificație termică indirectă

c.Faze de homotermie

Fig.371 Tipuri de stratificație termică

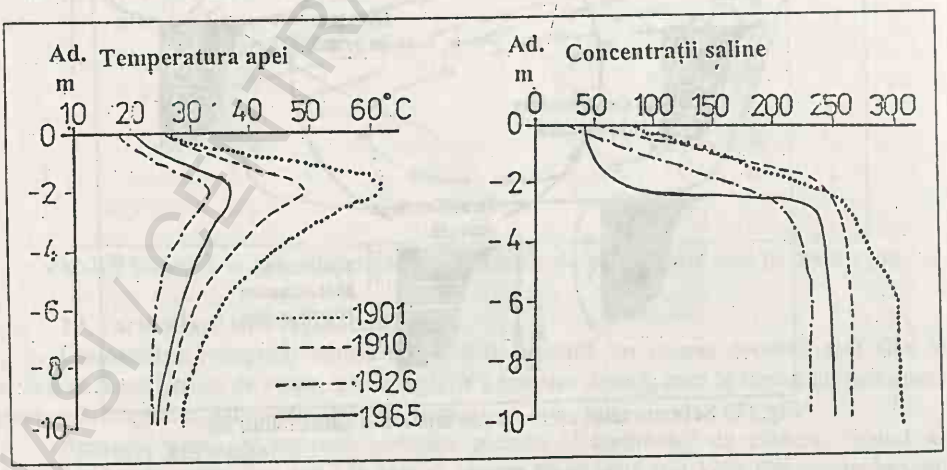


Fig.372 Evoluția heliotermiei și salinității lacului Ursu (Sovata)

după Panait, Bobeica, 1968

Dihotermia consistă în prezența unui start de apă cu temperaturi coborâte, între două strate cu temperaturi ridicate (L.Ritom, L.Sinmiyo).

Diferențierea termică a lacurilor, pentru teritoriul țării noastre, se produce mai ales în funcție de gradul lor de încălzire în perioada caldă. Lacurile dimictice reci situate în zona alpină dețin o temperatură medie a lunii celei mai calde <10°C (la suprafața apei). (fig.374) La suprafața lacurilor dimictice moderate temperaturile lunii celei mai calde sunt situate între 10-20°C (zona montană carpatică); cele dimictice calde au temperaturi cuprinse între 20-30°C (dealuri și câmpii). În cadrul lacurilor alpine se pot identifica și lacuri cu caracter monomictic rece, adică cele care au tot timpul anului temperaturi situate <4°C (Lacul Podul Giurgiului).

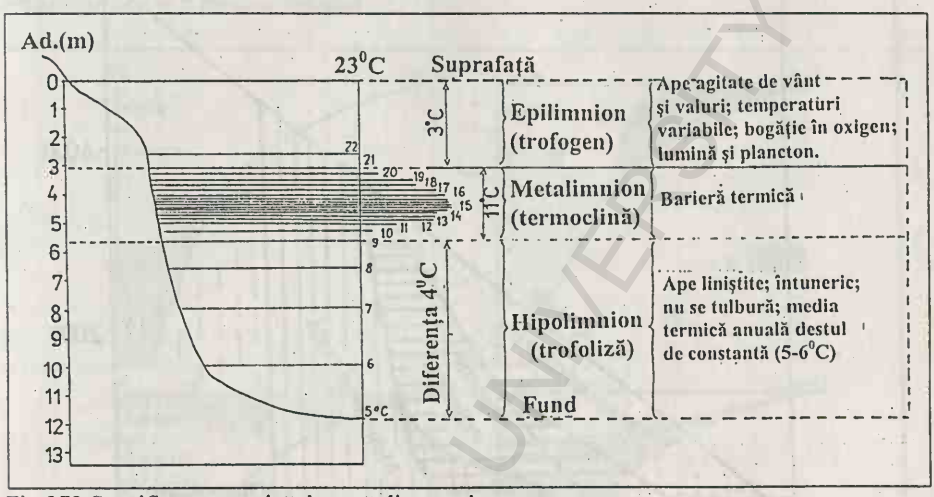


Fig.373 Stratificarea termică de vară dintr-un lac

după Pora, Oros, 1974

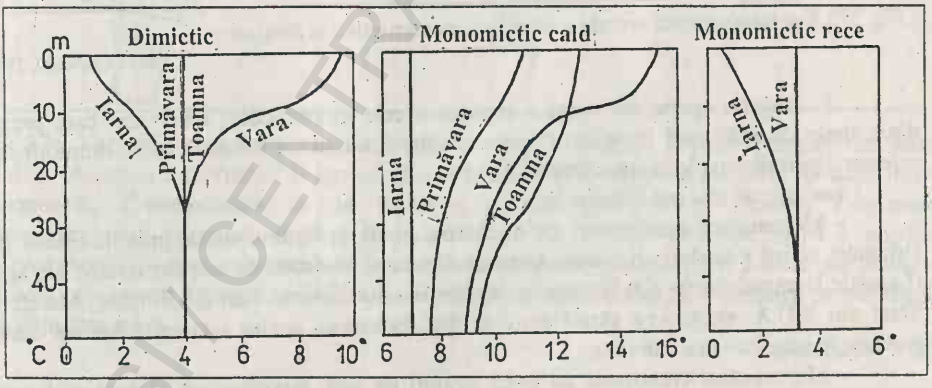


Fig.374 Repartiția pe altitudine a tipurilor de lacuri în funcție de regimul lor termic

Din punct de vedere al regimului termic lacurile se împart în (Ujvari, 1972):

t0 = lacuri reci – monomictice;

t1 = între 4° - 10°C – dimictice reci;

t2 = între 10° - 20°C – dimictice moderate;

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

t3 = între 20° - 30°C – dimictice calde;

T = lacuri cu apă termală (n = temperatura maximă în °C);

tH = lacuri helioterme.

În clasificarea de față s-a folosit temperatura medie a suprafeței apei în luna iulie (fig.375).

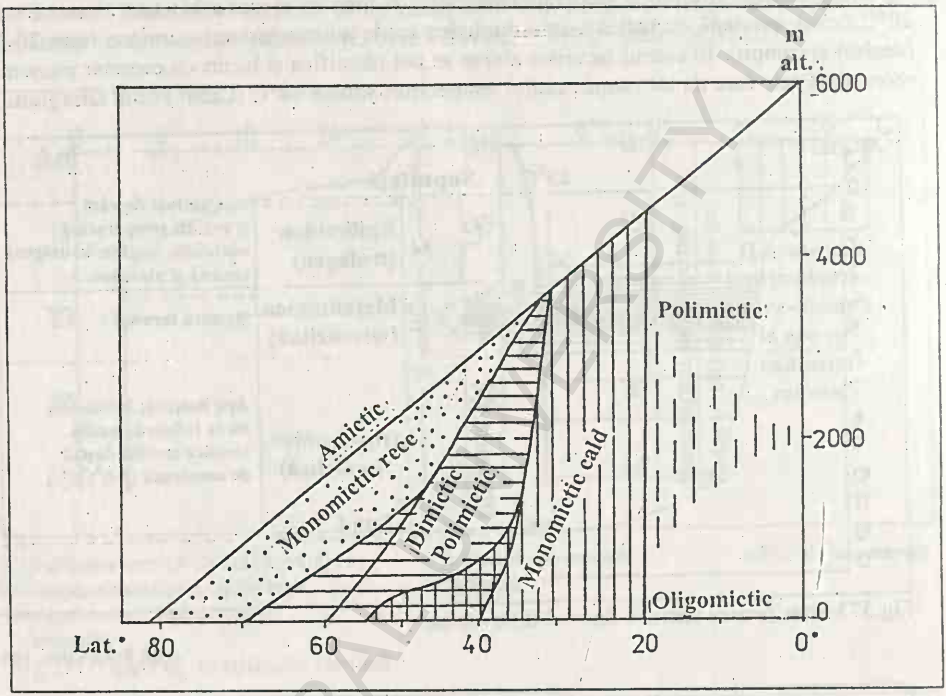


Fig.375 Evoluția termică anuală a lacurilor monomictice și dimictice

după Gâștescu, 1998

O categorie aparte de lacuri o reprezintă cele meromictice, adică cele care prezintă două strate de apă: unul superior, în care are loc o circulație normală (mixolimnion); altul inferior, lipsit de circulație (monimolimnion).

Lacurile se mai pot împărți în:

- Meromictice ectogenice, cu două straturi de apă: unul dulce (mixolimnion) cu o circulație activă a apelor; altul sărat (monimolimnion) neafectat de mișcări interne ale apelor (Lacurile Hemmelsdorfer din Germania, Harutoriko din Japonia, Seit din Filipine, Marele Lac Sărat din S.U.A. etc.). Apa sărată provine din revărsarea apelor marine, fenomen care se produce la intervale mari de timp.

- Meromictice crenogene cu două straturi de apă: mixolimnion și monimolimnion. Sunt alimentate din ape dulci dar și din izvoare cu apă sărată și densă (Lacurile Ritom din Elveția, Girotte din Franța, Ulmenermaar din Germania, Sinmiyo și Miyako din Japonia etc.).

- Meromictice biogenice unde monimolimnionul este legat de prezența sărurilor provenite din apele afluenților, din procesul de evaporare, din descompunerea organismelor etc. Sunt mai numeroase decât celelalte două. La unele dintre ele stratul inferior are grosimi mai mari, o salinitate ridicată și este însoțit foarte adesea de hidrogenul sulfurat (H_2S). Acest

strat mai este cunoscut sub numele de orizont de tip euxinic (L.Malawi, L.Tanganyika din Africa, L.Worthersee, L.Millstättersee, L.Yellersee, L.Hallstattersee din Austria, Marz din S.U.A.). Din această categorie face parte şi Marea Neagră.

11. Fenomenele de îngheţ

Fenomenele de îngheţ sunt specifice zonelor climatice de la latitudini medii şi mari sau etajelor climatice de la altitudini mari. Majoritatea lacurilor situate în zona climatului temperat continental îngheaţă în sezonul rece al anului. Lacurile din zona de climă rece pot îngheţa timp de 9-10 luni sau chiar tot timpul anului. Ca urmare a schimbărilor termice repetate, în unele lacuri, cu adâncimi mari, se manifestă variaţiile sezoniere în distribuţia zooplanctonului şi a peştilor pelagici (fig.376).

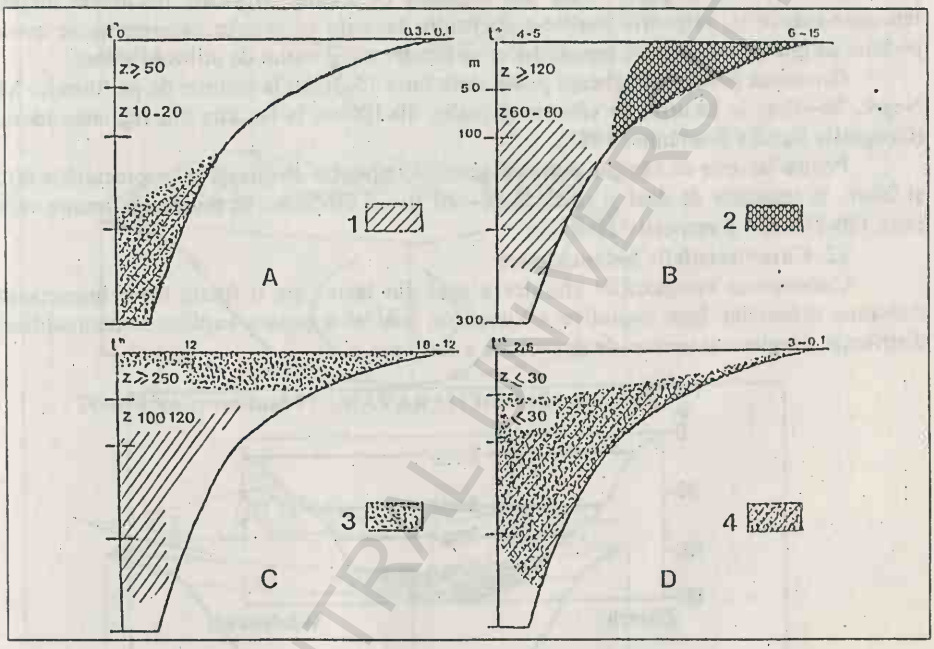


Fig.376 Variaţiile sezoniere ale distribuţiei zooplanctonului şi peştilor pelagici din lacul Baikal: A-ianuarie-februarie; B-iunie-mijlocul lunii iulie; C-august-septembrie; D-noiembrie-decembrie; t^0-temperatura de la suprafaţa zonelor pelagice şi litorale; Z-biomasa zooplanctonului crustaceu (kg/ha) între 0-50m şi 50-100m; 1-densitate slabă a peştilor (*Comephorous* – familie endemică – este dominantă sau în exclusivitate; 2-densitate maximă (*Cottocomephorus* dominant); 3-*Cottocomephorus* cu repartiţie largă; 4-amestec de trei specii cu densitate mare

după Khozov, 1963

Formarea podului de gheaţă este strâns legată de scăderea temperaturii aerului (<0°C), de altitudine şi gradul de mineralizare a apei.

Gheaţa lacurilor este încadrată în mai multe tipuri (Molceanov, Borodai citaţi de Pişota, 1995):

- cristalină şi transparentă, care se formează în condiţiile unei stări de calm a apei;

- grăunțoasă, care ia naștere din aglomerarea cristalelor de gheață sau din înghețarea zăpezii îmbibate cu apă;

- stratificată, alcătuită din câteva straturi de gheață cu grosimi variabile; se formează prin dispunerea unor bucăți de gheață deasupra altora, prin înghețarea zăpezii umectate și prin alipirea la partea inferioară a învelișului sticlos a unor bucăți de gheață plutitoare;

- sub formă de disc, care ia naștere în cadrul apelor puternic agitate; în timpul formării podului de gheață apar proeminențe accentuate de gheață sub formă ascuțită, plată sau rotundă; cele rotunde se rup în timpul vânturilor puternice și alunecă la suprafața gheții.

Pentru România durata podului de gheață în lacuri variază între 20-180 zile/an. În medie, fenomenele de iarnă apar în luna decembrie, pentru lacurile din regiunea de câmpie și podiș, și în noiembrie pentru cele din regiunea de munte. Aceleași fenomene dispar în februarie-martie și, respectiv aprilie-mai. Pentru lacurile cu interes hidroenergetic evoluția podului de gheață este supusă perturbărilor ca urmare a regimului de utilizare a apei.

Grosimea podului de gheață poate varia între 15-30cm la lacurile de pe litoralul Mării Negre, 20-40cm la lacurile de câmpie și podiș, 40-100cm la lacurile din regiunea montană (Geografia fizică a României, 1983).

Pentru lacurile de câmpie durata și grosimea podului de gheață este apreciată la 60 zile și 20cm, în regiunile de deal și podiș la 60-120 zile și 20-50cm, în timp ce la munte variază între 120-200 zile și respectiv 50-95cm.

12. Caracteristicile hidrochimice

Cunoașterea compoziției chimice a apei din lacuri are o foarte mare importanță în stabilirea diferitelor faze evolutive a cuvetelor, mai ales pentru explicarea anomaliilor de distribuție a regimului termic, de dezvoltare a vieții etc.

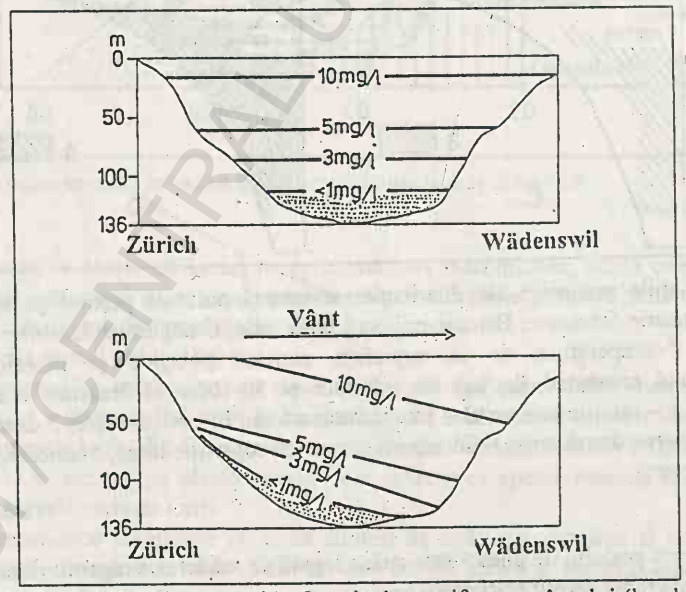


Fig.377 Variațiile chimismului în funcție de manifestare vântului (lacul Zürich)
după Thomas, 1979

Compoziția chimică a apei din lacuri depinde de două mari categorii de factori: climatici și neclimatici.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Factorii climatici influențează pregnant hidrochimismul lacurilor acționând, în principal, prin intermediul cantității de precipitații, precum și prin temperatura aerului de care depinde evaporația.

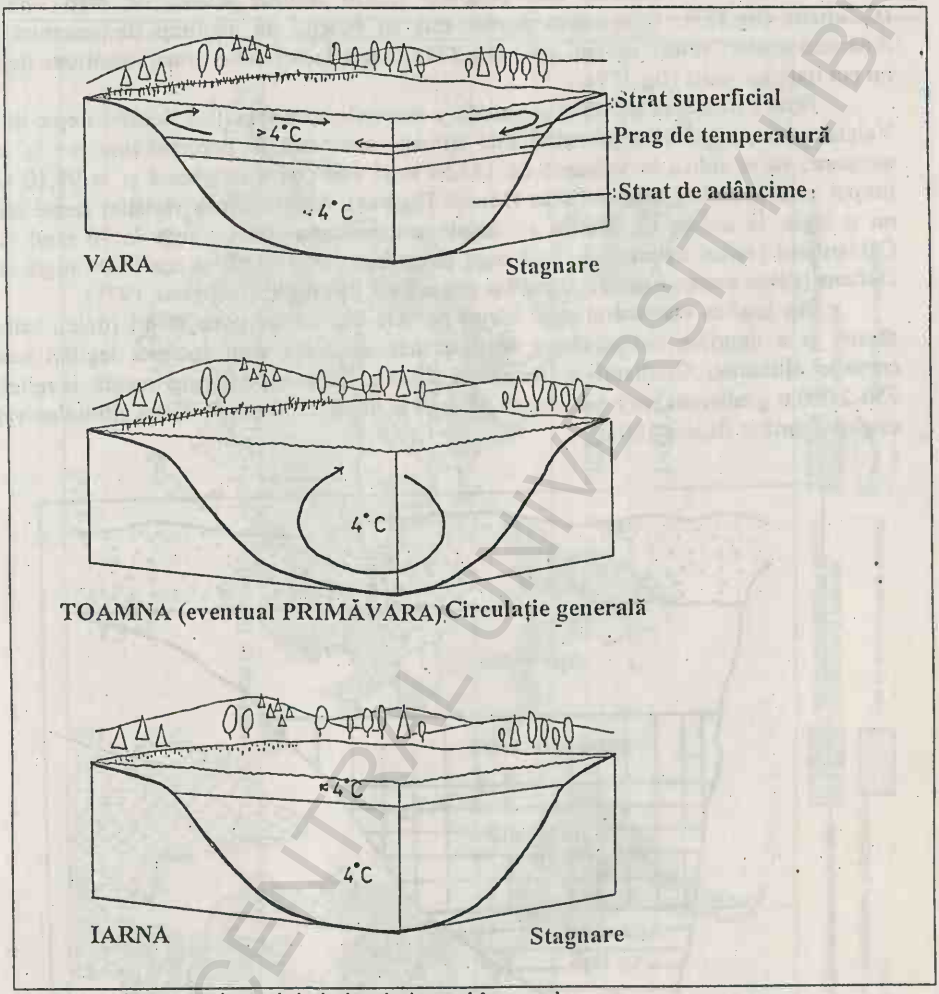


Fig.378 Existența oxigenului și circulația apei într-un lac

după Imboden, 1976

Cei mai importanți factori neclimatici sunt reprezentați de litologia subasmentului cuvetei lacustre propriu-zise și a bazinului de recepție al lacului, pe de o parte și caracteristicile morfometrice ale cuvetei lacustre și bazinul hidrografic, pe de altă parte.

Compoziția chimică a apei din lacuri cuprinde ioni de HCO_3, Ca, Mg, SO_4, Cl, Na, K și câțiva compuși chimici aduși în cuveta lacustră sub formă de coloizi și gaze.

Substanțele chimice din lacuri se formează în urma dizolvării sărurilor aflate în compoziția rocilor, în urma descompunerii mâlurilor sau prin descompunerea în elemente biogene a unor materii organice. Acestea alcătuiesc grupa substanțelor chimice de origine

BCU / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

autohtonă. Grupa substanţelor chimice de origine alohtonă ajunge în lacuri prin intermediul izvoarelor, al apelor de şiroire, al emisarilor şi în urma activităţilor umane.

Variaţiile mineralizaţiei din apele lacustre se pot manifesta şi în cazul unor vânturi de mare intensitate. Fenomenul este pregnant pentru lacurile adânci de mari dimensiuni (L.Zürich) (fig.377). Oxigenarea apelor este în funcţie de anotimp (temperatură) şi de dinamica apelor (valuri, curenţi etc.) (fig.378). Unele lacuri deţin o mare cantitate de H_2S şi nu pot întreţine viaţa (fig.379).

Pentru România există şi o variaţie a mineralizaţiei specifică fiecărei trepte de relief. Valoarea absolută a mineralizaţiei este aproape constantă în decursul unui an la lacurile montane; ea se ridică la valoarea de 133,54 mg/l sub podul de gheaţă şi la 99,10 mg/l în timpul verii în cadrul lacului Bâlea (Munţii Făgăraş). Amplitudinea variaţiei creşte mult dar nu şi legic. În zonele de dealuri şi câmpie mineralizaţia poate ajunge la 70 mg/l în lacul Căldăruşani (valori extreme de 797 mg/l şi respectiv 727 mg/l) şi cca.1.000 mg/l în lacul Doftana (valori extreme de 2.150 mg/l şi respectiv 3.050 mg/l) (Gâştescu, 1971).

Din analiza concentraţiei în săruri pe cele trei categorii de lacuri (dulci, salmastre, sărate) şi a tipurilor hidrochimice se desprinde existenţa unei anumite legităţi odată cu creşterea altitudinii. Gradienţii hidrochimici diferă ca valoare pe fiecare treaptă de relief. Între 750-2.000m gradientul are o valoare de 50 mg/l la fiecare 250m; sub 750m altitudine valoarea este uniformă la fiecare 100m.

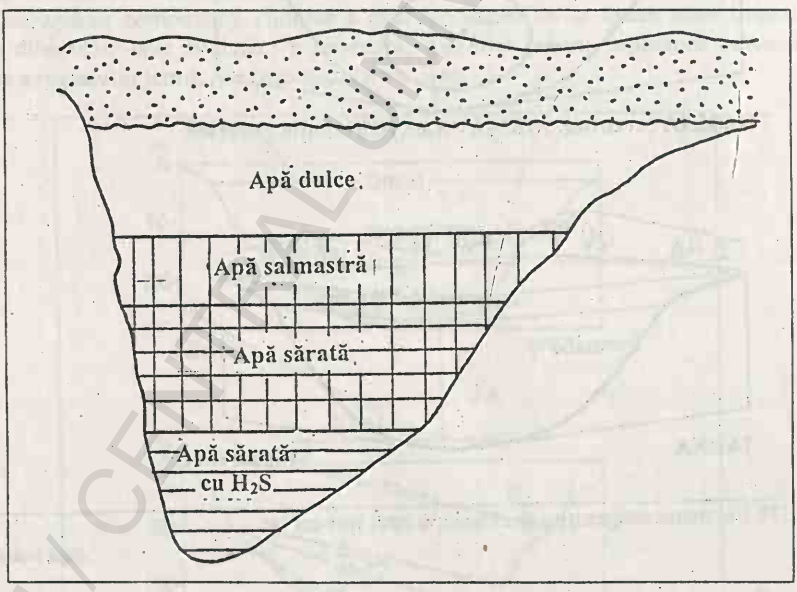


Fig.379 Stratificaţie hidrochimică în lacul Moghilnîi

Lacurile pot fi grupate şi după numărul ionilor de carbonaţi, sulfaţi şi cloruri (Ujvari, 1972):

HCO_3 = ape carbonatate (hidrocarbonatate);
SO_4 = ape sulfatate;
Cl = ape clorurate.
După gradul de mineralizare (codificat):

— = ape slab mineralizate (<1 g/l);
m = ape cu mineralizare ridicată (între 1 – 24,7 g/l);
M = lacuri sărate (minerale) (>24,7 g/l).

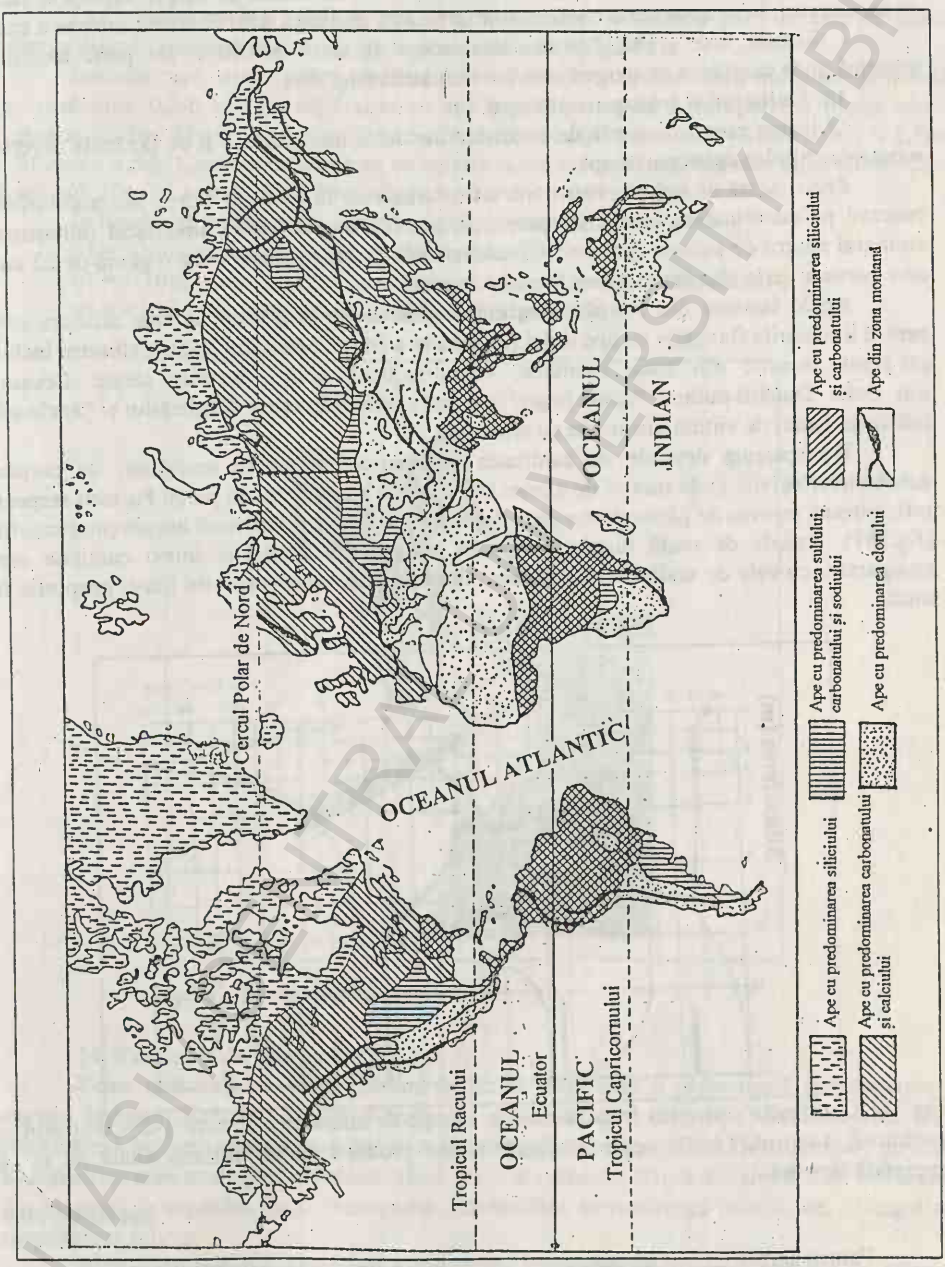


Fig.380 Tipuri hidrochimice de lacuri

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În funcție de potențialul trofic lacurile pot fi împărțite în trei categorii:

- oligotrofe, care conțin o cantitate redusă de săruri nutritive; au temperaturi medii scăzute, transparență mare și o mare cantitate de oxigen dizolvat (mai ales lacurile glaciare);
- eutrofe, care sunt bogate în substanțe nutritive; cantitatea de oxigen variază în funcție de anotimpuri, în timp ce aerisirea lacurilor se face ca urmare a unei circulații intense a apelor;
- distrofe, care prezintă o cantitate redusă de săruri nutritive; fac parte lacurile de mlaștină unde cantitatea de oxigen este foarte scăzută (fig.380).

13. Culoarea și transparența apei

Culoarea este influențată de condițiile mediului înconjurător și de prezența diverselor substanțe chimice existente în apă.

Prima scară de culori pentru apă a fost creată de limnologul Forel. Scara culorilor se bazează pe combinarea, în diferite proporții, a sulfatului de cupru amoniacal (albastru) cu cromatul neutru de potasiu (galben). Combinarea celor două soluții a dat o gamă de 22 culori care pornesc de la albastru și ajung la galben-verzui.

Apele lacustre din România au culori diferite de la o zonă la alta: albastru-verzui pentru limanurile fluviatile cu ape dulci (ca urmare a fitoplanctonului bogat); albastru închis la gri pentru lacurile din zona montană; verzui-galbenă pentru lacurile sărate. Localnicii din Delta Dunării numesc "apele negre" cele care provin în urma dezghețului și "apele albe" (adică galbene) de viitură, încărcate cu aluviuni.

Transparența depinde de cantitatea materialelor aflate în suspensie, de proporția substanțelor solvite și de modul de alimentare specific fiecărui lac în parte. Factorii respectivi influențează puterea de pătrundere a energiei solare, având repercursiuni asupra productivității (fig.381). Razele de undă lungă (portocalii, roșii) sunt absorbite într-o cantitate mare, comparativ cu cele de undă scurtă (violete, albastre) care sunt absorbite într-o proporție mai mică.

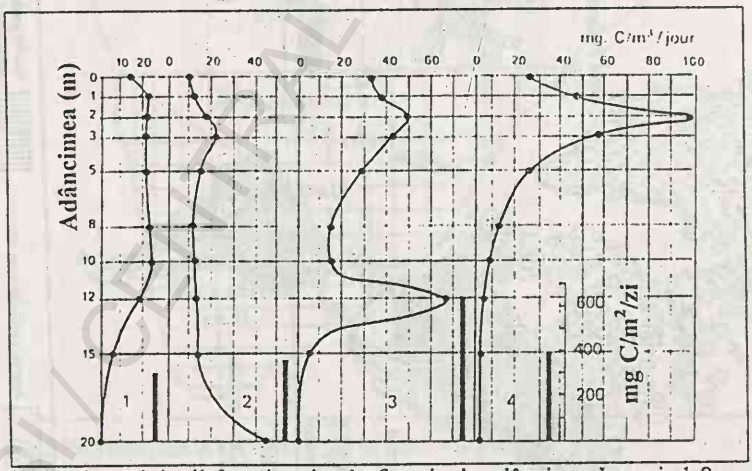


Fig.381 Distribuția activității fotosintetice în funcție de adâncime. Lacuri: 1-2 – oligotrof; 3-mezotrof; 4-eutrof. Liniile negre verticale indică productivitatea primară totală pe m^2 de suprafață lacustră

după Hasler, 1989

Pentru caracterizarea transparenței sunt utilizați frecvent coeficientul de transparență și transparența relativă.

13.a. Coeficientul de transparență reprezintă raportul dintre cantitatea de energie luminoasă căzută pe suprafața apei și cantitatea de energie absorbită de apa lacului.

Acest coeficient se determină cu ajutorul fotometrului. Lacurile limpezi au un coeficient de transparență ridicat (60-70%); cele tulburi prezintă valori situate sub 40%.

13.b. Transparența relativă este dată de valoarea adâncimii până la care se poate observa discul Secchi (diametru de 30cm și culoare albă) (fig.382).

Lacurile care dețin o mare cantitate de materiale în suspensie au o transparență redusă cuprinsă între 0,2-0,3m, pe când cele cu apă curată pot avea o transparență foarte mare: L.Baikal – 42m; Marile Lacuri – 12m; L.Galeș din Munții Retezat – 9,2m; L.Ursu – 2,1m; L.Sf.Ana – 4,5m. Lacurile de luncă au transparența cea mai scăzută, mai ales după viituri când scade sub 50cm. Lacurile din Câmpia Română au valori de 1,5-2,5m.

În funcție de transparență lacurile cuprind următoarele categorii:

σ_1 = <2m – transparență redusă (lacuri eutrofe);

σ_1 = 1-10m – transparență moderată (lacuri eutrofe-oligotrofe; tranzit);

σ_3 = >10m – transparență ridicată (lacuri oligotrofe).

Fig.382 Discul Secchi

14. Procesele de colmatare

Toate procesele ce se desfășoară în lacuri determină o permanentă transformare a cuvetei lacustre. Există o continuă tendință care duce spre dispariție. Sedimentarea (sau colmatarea) bazinelor lacustre se produce în același timp cu procesul de alimentare cu apă. Sedimentele sunt de origine alohtonă (fluvială) și autohtonă (derivă din abraziunea malurilor, din materialele organice etc.). Transportul materialelor se realizează prin târâre, rostogolire, suspensie și soluție.

Ritmul de sedimentare este în funcție de cantitatea de materiale cărate de rețeaua hidrografică tributară, de salinitatea apelor și de condițiile dinamice.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Viteza de sedimentare diferă de la un lac la altul, fiind în funcție de mărimea particulelor solide, de densitatea lor și de gradul de mineralizare al apelor (fig.383,384). O particulă cu diametrul de 10mm străbate un strat de apă cu grosimea de 1m într-un timp de 1,05 secunde.

Ca urmare a vitezei de colmatare lacurile din România au fost împărțite în:

¦ = <1t/ha/an – colmatare lentă;

e = 1-5t/ha/an – pericol de colmatare rapidă a lacurilor de pe firul văilor;

E = >5t/ha/an – colmatare rapidă a lacurilor de pe firul văilor.

În apa lacurilor sedimentele sunt distribuite în funcție de dimensiunile particulelor solide și de gradul de agitație a apei. Odată cu procesul de depunere are loc și sortarea materialului, de la țărm spre zona mai adâncă. Cu cât distanța crește dimensiunea particulelor scade.

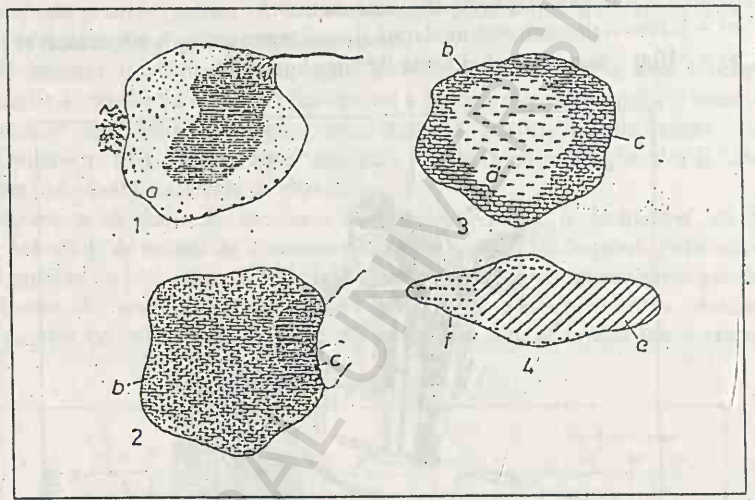


Fig.383 Distribuția sedimentelor clastice în lacuri: a-sedimente epiclastice; b-sedimente carbonatice; c-argile; d-gyttja; e-sapropel; f-turbă

după Kukal, 1971

Cea mai lentă colmatare are loc în regiunile de munte ca urmare a faptului că predomină rocile rezistente la eroziune. Deși unele lacuri din zonele montane au vârste de 10.000 ani, depozitele sedimentare de pe fundul acestora sunt foarte subțiri. Lacurile din regiunile subcarpatice și din Podișul Moldovei sunt rapid colmatate. Procesul în sine se poate produce și la o singură viitură.

În lacurile Siutghiol, Techirghiol, Taşaul, Căldărușani, Amara-Jalomița etc. s-a ajuns la concluzia că 50% din depuneri sunt alcătuite din particule cu diametrul de 0.001mm.

Majoritatea lacurilor din zonele de câmpie și Delta Dunării au suprafața acvatică acoperită cu vegetație, mai ales de plaur. Procesul de colmatare organică, în acest caz, are loc într-un ritm foarte alert. Mâlul organic astfel acumulat poartă denumirea de sapropel. Sunt renumite nămolurile sapropelice negre și cafenii din limanurile fluviale și fluvio-maritime (L.Amara, L.Fundata, L.Techirghiol etc.). În lacurile de tasare din Bărăgan sunt nămoluri cu resturi vegetale ce conțin săruri minerale bogate cu sulfați de Na, Ca, Fe, Mg, fosfați de Al, Ca, Na, sulfuri de Na, Ca, Fe, clorură de natriu și hidrogen sulfurat. Nămolurile din lacurile de ocnă se evidențiază printr-un conținut ridicat de minerale și sărac în materii organice.

Lacurile cu cele mai groase depozite sedimentare se găsesc în Delta Dunării. În depozitele sedimentare din Balta Somovei turba are grosimi de peste 12m (Romanescu, Lupaşcu, 1999). În lacurile din interiorul deltei partea aluvionară anorganică deţine proporţii reduse. În lacul Gorgova materialele aluvionare transportate de Dunăre sunt fine şi foarte fine; cele organice (din resturi vegetale şi animale) sunt preponderente. Prin urmare un rol important în procesul de colmatare îl au asociaţiile faunistice şi floristice (Gâştescu, Breier, 1978).

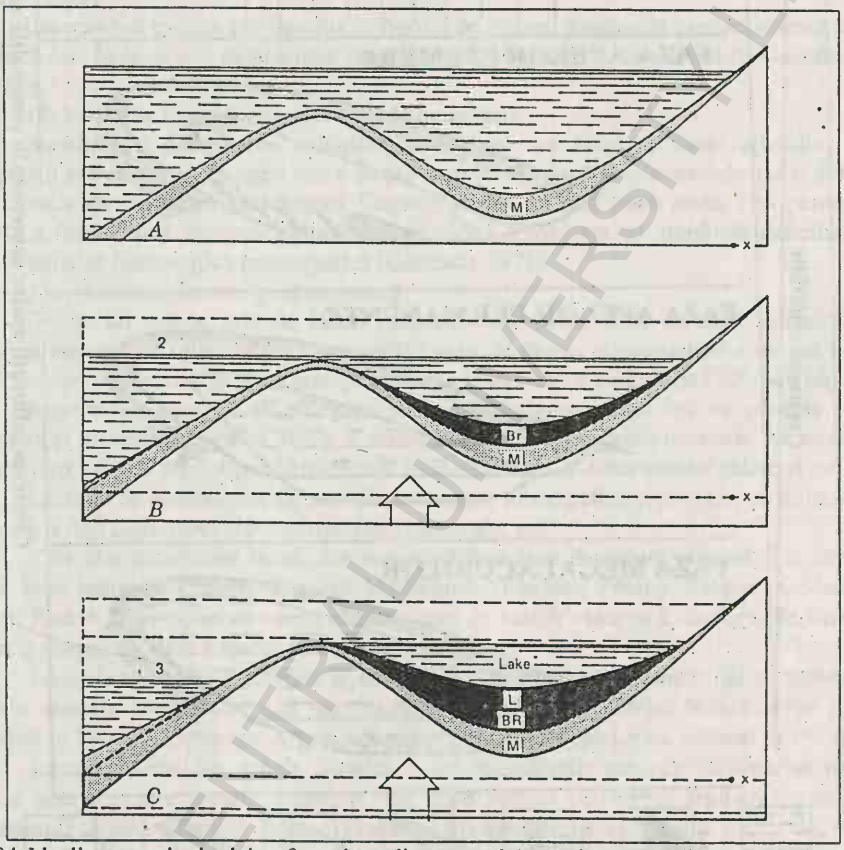


Fig.384 Idealizarea principalelor faze de sedimentare într-un lac: M-sedimente marine; BR-sedimente marine şi lacustre (de golf); L-sedimente lacustre

În complexul lagunar Razim-Sinoie sedimentele se diferenţiază în funcţie de depărtarea lor faţă de ţărm, dar şi de provenienţa acestora. În apropierea uscatului continental de natură calcaroasă particulele de peste 0,5mm au o proporţie de peste 80-90% (multe dintre ele sunt reprezentate şi de cochilii). În partea centrală a lacului aceleaşi particule deţin o proporţie cuprinsă între 80-90% (Romanescu, 1997).

Cel mai activ proces de colmatare îl prezintă lacurile artificiale, mai ales cele de mici dimensiuni. Colmatarea lacurilor de acumulare reprezintă un proces complex inerent condiţiilor de scurgere prin cuvetă.

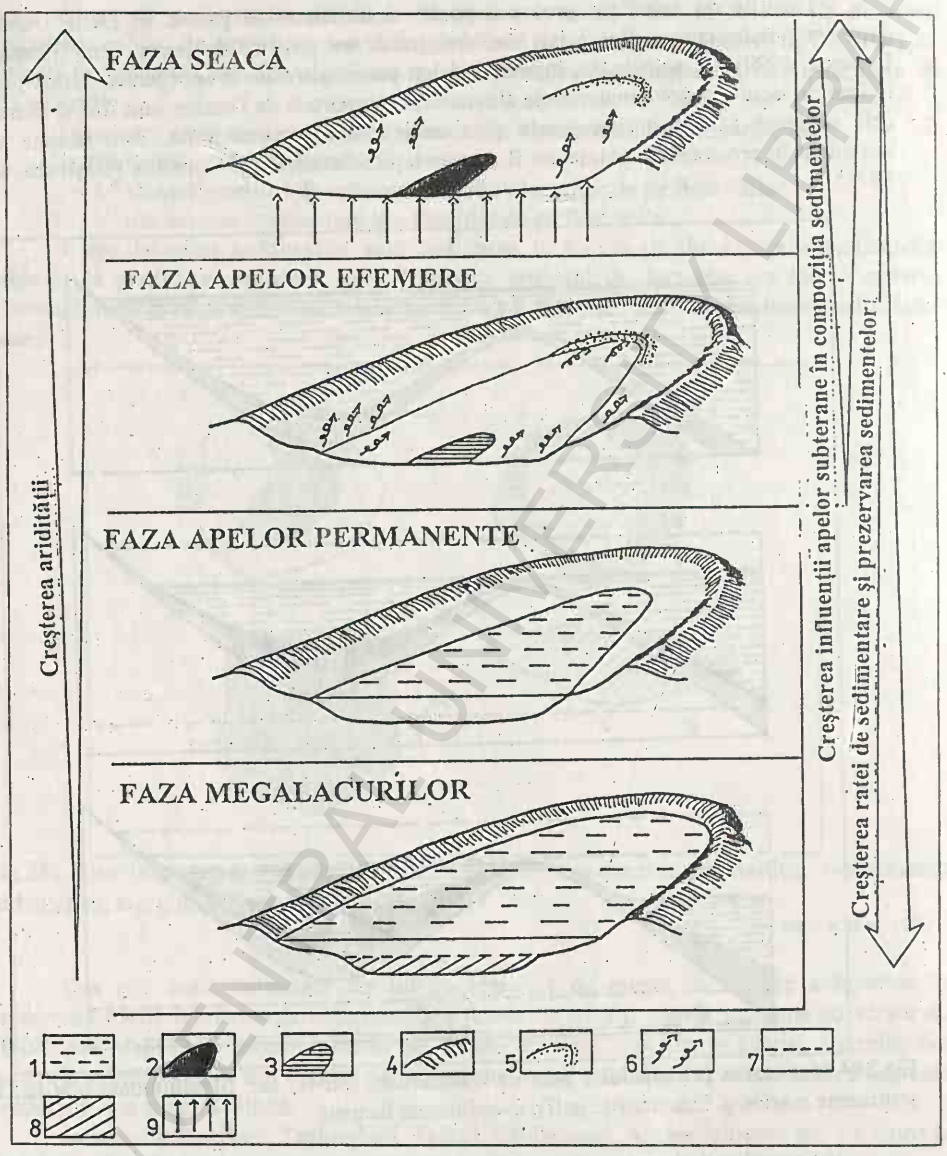


Fig.385 Topologia lacurilor: 1-suprafaţă activă; 2-crustă de sare; 3-crustă de sare care se produce într-un sistem hidrografic închis; 4-vechea linie de ţărm cu plajă formată în timpul nivelului ridicat; 5-dune (lunette); 6-deflaţie; 7-chemoclină; 8-hipolimnion anoxic; 9-apă subterană blocată spre suprafaţă

De cele mai multe ori lacurile de acumulare de mari dimensiuni prezintă un grad scăzut de colmatare (Vidraru – 1,02%), cele mici însă, putând fi colmatate, într-un timp foarte scurt, la o valoare de peste 80%. În acest caz se pot aminti lacurile de pe Argeşul superior şi mijlociu: Oieşti – 82%, Cerbureni – 71,5%, Curtea de Argeş – 70%, Zigoneni – 45,4%,

Vâlcele – 26,5%, Budeasa – 21,3%, Bascov – 73%, Piteşti – 61%, Goleşti – 27,4% (Teodor, 1999).

Timpul în care lacurile de pe râul Argeş se colmatează în proporţie de 50% (T.50) variază de la 2,42 ani pentru lacul Piteşti şi peste 1.000 ani pentru lacul Vidraru. Dacă se fac referiri la timpul de colmatare T.50 în funcţie de coeficientul de acumulare a stocului solid se constată că principala cauză a colmatării rapide a unor lacuri (L.Piteşti, L.Bascov) o reprezintă amplasarea acestor lacuri cu coeficienţi mici de acumulare în zone cu rate mari de eroziune (Teodor, 1999).

Lacurile pot evolua sau involua în funcţie de factorii dominanţi care acţionează asupra dinamicii lor. În acest caz se ţine cont de influenţele climatice şi de cele erozivo-acumulative (fig.385).

15. Unităţile limnologice (teritoriul României)

Stabilirea şi delimitarea unităţilor limnologice s-a făcut pe baza raportului dintre precipitaţii şi evaporaţie. În acest caz s-au pus în evidenţă două areale: excedentar şi deficitar. În provincia cu umiditate excedentară Carpaţii ocupă cea mai mare parte, fapt pentru care aceasta a fost numită unitatea limnologică carpatică. Provincia cu umiditate deficitară este numită unitatea limnologică pericarpatică (Gâştescu, 1971).

15.a. Unitatea limnologică carpatică

Deţine un număr mic de lacuri naturale, majoritatea fiind de mici dimensiuni ca urmare a energiei de relief ridicate, capacităţii mari de drenaj şi excedentului de apă rezultat din diferenţa mare existentă între precipitaţii (800-1500 mm) şi evaporaţie (300-600 mm).

Majoritatea lacurilor au scurgere către reţeaua hidrografică fapt ce permite o bună circulaţie şi primenire a apelor, dar şi o acumulare redusă a sărurilor minerale. Mineralizarea variază între 50-400 mg/l, tipul hidrochimic fiind predominant bicarbonatat calcic şi sodic.

Lacurile de pe masivele de sare din sectoarele subcarpatice şi podişuri au mineralizaţii ce ajung la 300 mg/l, tipul hidrochimic fiind clorosodic pur.

Cele mai numeroase lacuri din această unitate sunt de natură glaciară. Ele formează grupe bine individualizate în Carpaţii Meridionali (Făgăraş, Parâng, Retezat, Godeanu) şi Munţii Rodnei. Alte tipuri de lacuri naturale sunt de natură vulcanică, carstice, de alunecare, de baraj natural etc. fără a forma însă o arie lacustră.

Lacurile antropice construite în scopuri hidroenergetice sunt mult mai numeroase faţă de cele naturale. Dintre cele mai importante se pot aminti: L.Izvorul Muntelui (pe Bistriţa, construit în 1961), Vidraru (pe Argeş, ridicat în 1965), Vidra (pe Lotru, edificat în 1972) etc.

Lacurile sărate din ocnele părăsite şi din depresiunile naturale carstosaline ocupă o poziţie aparte printre lacurile montane. Ele intră atât în perimetrul regiunii cu umiditate excedentară (Ocna Sibiului, Slănic Prahova, Telega-Câmpina, Sovata) cât şi în enclava Podişului Transilvaniei care, prin condiţiile bilanţului hidric aparţine regiunii cu umiditate deficitară (Turda, Sic, Cojocna, Ocna Dejului).

Ca urmare a poziţiei geografice Câmpia Transilvaniei este inclusă unităţii limnologice carpatice. Sunt foarte numeroase iazurile construite în secolele XVII-XVIII.

15.b. Unitatea limnologică pericarpatică

Dispune de foarte multe lacuri naturale cu origine foarte diversificată. Potenţialul hidric al teritoriului este defavorabil formării lacurilor naturale (precipitaţii între 350-600 mm, evaporaţie între 600-900 mm). Ca urmare a energiei de relief reduse, a câmpurilor întinse acoperite cu loess şi depozite loessoide, a capacităţii reduse de drenaj (mai ales pentru apele meteorice), a dezvoltării luncilor, a variaţiilor de nivel suferite de Marea Neagră în Cuaternar etc. s-au format numeroase lacuri.

Piemonturile şi podişurile au un număr redus de lacuri, multe dintre ele cu suprafeţe reduse. Cele mai multe se găsesc între valurile de alunecare.

Câmpia dispune de cele mai numeroase lacuri, multe dintre ele fiind legate de existenţa reţelei hidrografice. Tipice sunt limanele fluviale, lacurile de tip "mostişte", lacurile de luncă, de deltă şi iazurile.

Specifice provinciilor cu umiditate deficitară sunt lacurile de crov. Acestea, datorită particularităţilor morfohidrografice şi hidrice, au caracter salmastru sau sărat (L.Negru-Vişoara, L.Movila Miresii, L.Ianca, L.Plaşcu, L.Tătaru etc.). Concentraţia sărurilor din unele lacuri de crov ajunge la valori de 200-300 g/l. Procesul intens de acumulare a sărurilor este deja specific şi lacurilor de meandru sau limanelor fluviale. Unele dintre ele prezintă şi nămoluri terapeutice (L.Sărat de la Brăila, L.Amara-Ialomiţa, L.Batogu, L.Mitreni-Argeş, L.Balta Albă, L.Fundata etc.). Unele limane, deşi coexistă în aceleaşi condiţii climatice, au apă dulce ca urmare a legăturii active cu râul limitrof (L.Oltina, L.Bugeac, L.Gălăţui, L.Amara, L.Jirlău, L.Ezerul Mostiştei etc.). De cele mai multe ori sunt folosite în piscicultură.

Principala funcţie a limanelor fluviatile de lângă Bucureşti este cea a agrementului (Snagov, Căldăruşani etc.).

Cea mai bogată regiune românească în lacuri este reprezentată de litoralul Mării Negre. Apele prezintă o mare variaţie sub aspectul gradului de mineralizaţie şi al modului de utilizare: lagune bine individualizate (L.Siutghiol, L.Ezerul Mangaliei), complexe lagunare (L.Razim, L.Goloviţa, L.Sinoie, L.Zmeica), limane fluvio-marine (L.Taşaul, L.Techirghiol, L.Mangalia, L.Tatlageac).

Un foarte important rol în modificare trăsăturilor hidrochimice îl joacă şi omul. Hidrochimismul apelor din complexul lagunar Razim-Sinoie a fost puternic modificat ca urmare a aportului de apă dulce ce provine din braţul Sf.Gheorghe. În acest scop au fost construite canalele Dunavăţ, Lipovenilor, Mustaca şi Dranov în timp ce Gura Portiţei a fost închisă artificial (în 1960). Actualmente apele complexului sunt apropiate de cele existente în Delta Dunării. Lacul Techirghiol a suferit consecinţele irigaţiilor din sudul Dobrogei. Aportul apelor, mai ales cele subterane, a modificat compoziţia chimică a lacului şi a determinat ridicarea nivelului.

O caracteristică de bază a câmpiilor este reprezentată de apariţia heleşteelor cunoscute sub numele de iazuri. În Câmpia Moldovei ele şi-au făcut apariţia încă din secolele XV-XVI (cca.1.000 iazuri). Astăzi mai sunt doar 320-330.

Iazurile din Câmpia Română s-au extins pe văile de tip "mostişte" (Mostiştea, Câlnău, Câlnişţea, Pasărea, Gălăţui, unii afluenţi de mici dimensiuni ai Argeşului, Vedei şi Teleormanului etc.).

Lacuri cu funcţii de agrement au fost construite şi pe Colentina (L.Pantelimon, L.Herăstrău, L.Băneasa, L.Mogoşoaia, L.Herăstrău, L.Florească). Unele dintre ele au şi scopuri piscicole (L.Cernica, L.Buciumeni, L.Buftea etc.).

Delta Dunării este unitatea de relief cu cea mai mare densitate de lacuri raportată la unitate de suprafaţă. Pe teritoriul ei s-au delimitat mai multe complexe lacustre (10). Fiecare complex, luat separat, deţine trăsături caracteristice; au fost modificate antropic în mod diferit: cele din sectorul vestic, mai intens şi cele din est, mai slab (Romanescu, 1996, 1999).

Nr. crt.	Denumirea lacului şi localizarea geografică	Tipul genetic	Suprafaţa ha	Adâncimea m
1	Iezerul – Făgăraş	Glaciar	0,037	5,1
2	Jgheburoasa – Făgăraş	Glaciar	1,200	0,8

3	Roşu (Hârtopul) – Făgăraş	Glaciar	0,900	2,5
4	Galbenu – Făgăraş	Glaciar	1,300	7,9
5	Capra – Făgăraş	Glaciar	1,834	8
6	Călţun – Făgăraş	Glaciar	0,775	11,8
7	Avrig – Făgăraş	Glaciar	1,477	4,5
8	Bâlea – Făgăraş	Glaciar	4,650	11,35
9	Podragu – Făgăraş	Glaciar	2,855	15,5
10	Urlea – Făgăraş	Glaciar	2,015	4,05
11	Iezerul Mare – Cindrel	Glaciar	3,410	13,3
12	Iezerul – Şureanu	Glaciar	0,533	7,3
13	Gâlcescu – Parâng	Glaciar	3,020	9,3
14	Tăul Fără Fund – Parâng	Glaciar	3,760	17,6
15	Oglinda Mândrii – Parâng	Glaciar	1,115	8,3
16	Tăul Negru – Retezat	Glaciar	4,048	24,8
17	Zănoaga Mică – Retezat	Glaciar	1,911	12,4
18	Tăul Ţapului – Retezat	Glaciar	2,280	5,9
19	Custura Mare – Retezat	Glaciar	2,780	9
20	Peleaga – Retezat	Glaciar	1,725	4,2
21	Bucura – Retezat	Glaciar	8,861	15,7
22	Ana – Retezat	Glaciar	3,138	11,6
23	Lia – Retezat	Glaciar	1,330	4,3
24	Slăveiul – Retezat	Glaciar	3,278	6,1
25	Zănoaga – Retezat	Glaciar	6,509	29
26	Scărişoara – Godeanu	Glaciar	0,864	2
27	Pietrele Albe – Ţarcu	Glaciar	1,410	0,95
28	Netiş – Petreanu	Glaciar	1,049	3,5
29	Bistra – Petreanu	Glaciar	1,50	6,5
30	Iezerul Pietrosului – Rodna	Glaciar	0,345	2,1
31	Iezerul Buhăescu – Rodna	Glaciar	0,310	5,2
32	Lala Mare – Rodna	Glaciar	0,563	1,6
33	Sf.Ana – Harghita (Puciosu)	Vulcanic	20	7
34	Suhaia – Lunca Dunării	Luncă	1090	12
35	Bistreţu – Lunca Dunării	Luncă	3.500	-
36	Călăraşi – Lunca Dunării	Luncă	1.300	-
37	Jijila – Lunca Dunării	Luncă	1.390	-
38	Crapina – Lunca Dunării	Luncă	2.980	-
39	Prundu – Prut	Luncă	2.080	-
40	Lunca Banatului – Prut	Luncă	1.540	-
41	Catargiu – Prut	Luncă	720	-
42	Brateş – Prut	Luncă	2.400	-
43	Tălăbasca – Siret	Luncă	144	-
44	Măxineni – Siret	Luncă	544	-
45	Belciug – Delta Dunării	Deltă	-	7,3
46	Furtuna – Delta Dunării	Deltă	910	2,3
47	Gorgova – Delta Dunării	Deltă	1.291	2,75

48	Roşu – Delta Dunării	Deltă	1.331	-
49	Lumina – Delta Dunării	Deltă	887	-
50	Puiu – Delta Dunării	Deltă	885	-
51	Gârliţa – Dunăre	Liman	1.380	-
52	Oltina – Dunăre	Liman	3.030	-
53	Snagov – Ialomiţa	Liman	570	9
54	Căldăruşani – Ialomiţa	Liman	220	4
55	Fundata – Ialomiţa	Liman	294	-
56	Amara – Buzău	Liman	130	3
57	Jirlău – Buzău	Liman	1.060	-
58	Balta Albă – Buzău	Liman	1.050	-
59	Câineni – Buzău	Liman	50,50	-
60	Tătărăşeni – Pod.Moldovei	Iaz	121	-
61	Dracşani – Pod-Moldovei	Iaz	400	-
62	Paharnicu – Pod. Moldovei	Iaz	50	-
63	Bulbucani – Pod.Moldovei	Iaz	100	-
64	Mălăeşti – Pod.Moldovei	Iaz	55	-
65	Negreni – Pod.Moldovei	Iaz	104	-
66	Hăneşti – Pod.Moldovei	Iaz	332	-
67	Unteni – Pod.Moldovei	Iaz	76	-
68	Tăureni – Pod.Transilvaniei	Iaz	64,6	1,83
69	Zau – Câmpia Transilvaniei	Iaz	1.170	1,95
70	Bujor I – Câmpia Transilvaniei	Iaz	25,1	2,1
71	Cătina – Câmpia Transilvaniei	Iaz	53,1	2,78
72	Ştiucii – Câmpia Transilvaniei	Iaz	68,7	12,7
73	Taga Mare – C. Transilvaniei	Iaz	88,2	3,4
74	Sboiul – Câmpia Română	Iaz	0,50	2
75	Gogoşari – Câmpia Română	Iaz	30	-
76	Putineiu – Câmpia Română	Iaz	2	1,5
77	Porţile de Fier I – Dunăre	Hidroeneregtic	17.200	-
78	Izvorul Muntelui – Bistriţa	Hidroenergetic	3.120	96
79	Stânca Costeşti – Prut	Hidroenergetic	-	-
80	Vidraru – Argeş	Hidroenergetic	1.050	-
81	Oeşti – Argeş	Hidroenergetic	42	-
82	Cerbureni – Argeş	Hidroenergetic	38	-
83	Zigoneni – Argeş	Hidroenergetic	180	-
84	Vâlcele – Argeş	Hidroenergetic	442	-
85	Scropoasa – Ialomiţa	Hidroenergetic	21	-
86	Pângăraţi – Bistriţa	Hidroenergetic	155	-
87	Vaduri – Bistriţa	Hidroenergetic	155	-
88	Bâtca Doamnei – Bistriţa	Hidroenergetic	235	-
89	Racova – Bistriţa	Hidroenergetic	270	-
90	Gârleni – Bistriţa	Hidroenergetic	235	-
91	Bacău I – Bistriţa	Hidroenergetic	261	-
92	Dăeşti – Olt	Hidroenergetic	247	-

93	Vâlcea – Olt	Hidroenergetic	319	-
94	Mihăileşti – Olt	Hidroenergetic	477	-
95	Tarniţa – Someşul Cald	Hidroenergetic	-	-
96	Văliug – Bârzava	Hidroenergetic	-	-
97	Gozna – Bârzava	Hidroenergetic	59	-
98	Gilău – Someşul Mic	Alimentare	85	-
99	Strâmtori – Firiza	Alimentare	131	-
100	Bălan – Olt	Alimentare	16	-
101	Poiana Uzului – Uz	Alimentare	334	-
102	Cinciş – Cerna (Mureş)	Alimentare	261	-
103	Buhui – Buhui (Caraş)	Alimentare	9	-
104	Trei Ape – Timiş	Alimentare	45	-
105	Buftea – Colentina	Alimentare	307	-
106	Mogoşoaia – Colentina	Alimentare	103	-
107	Străuleşti – Colentina	Alimentare	40	-
108	Băneasa – Colentina	Agrement	40	-
109	Herăstrău – Colentina	Agrement	77	-
110	Floreasca – Colentina	Agrement	70	-
111	Tei – Colentina	Agrement	80	-
112	Cernica – Colentina	Agrement	341	-
113	Razim – jud.Tulcea	Litoral	41.500	3,5
114	Golovita – jud.Tulcea	Litoral	11.850	-
115	Zmeica – jud.Tulcea	Litoral	5.460	1,5
116	Sinoie – jud.Tulcea-Constanţa	Litoral	17.150	2,3
117	Istria – Constanţa	Litoral	560	1
118	Nuntaşi-Tuzla – jud.Constanţa	Litoral	1.050	1
119	Babadag – jud.Tulcea	Litoral	2.370	3
120	Taşaul - jud.Constanţa	Litoral	2.335	3,75
121	Gargalâc – jud.Constanţa	Litoral	520	1,9
122	Siutghiol – jud.Constanţa	Litoral	1.900	17,05
123	Tăbăcăriei – jud.Constanţa	Litoral	98,5	6,15
124	Agigea – jud.Constanţa	Litoral	65	0,7
125	Techirghiol – jud.Constanţa	Litoral	1.161	9,75
126	Costineşti – jud.Constanţa	Litoral	7,06	0,35
127	Tatlageac – jud.Constanţa	Litoral	138	2,5
128	Mangalia – jud.Constanţa	Litoral	261	13
129	Roşu – Bicaz	Baraj natural	12,6	10,5
130	Bălătău – Izvorul Negru	Baraj natural	6	3,7
131	Nerej u – Zăbala	Baraj natural	-	-
132	Iezerul Ighiu – Trascău	Carstic	5,2	8,9
133	Ochiul Dracului – Cheile Nerei	Carstic	0,06	9,3
134	Învârtita – jud.Argeş	Pe gips	2,2	4,7
135	Ursu – Sovata	Pe sare	3,8	18,9
136	Aluniş – Sovata	Pe sare	0,3	7,4
137	Ianca – C.Română	Crov	332	-

BCU "BABEŞ-BOLYAI" UNIVERSITY LIBRARY

138	Plopu – C.Română	Crov	180	-
139	Movila Miresii – C.Română	Crov	180	-
140	Tătaru – C.Română	Crov	328	-
141	Colțea – C.Română	Crov	88	-
142	Plașcu-Ciocile – C.Română	Crov	188	-
143	Lacul Sărat – C.Română	Crov	172	-
144	Balta Verde – Slănic Prahova	Antroposalin	0,10	40
145	Baia Baciului – Slănic Prahova	Antroposalin	0,61	7,2
146	Doftana – Telega	Antroposalin	0,95	28
147	Stăvrică – Telega	Antroposalin	0,17	107,5
148	Gavrilă – Ocna Șugatag	Antroposalin	2,35	29,9
149	Ocnei – Turda	Antroposalin	0,168	33,5
150	Sulfuros – Turda	Antroposalin	0,10	46
151	Carolina – Turda	Antroposalin	0,07	32
152	Roman – Turda	Antroposalin	0,38	5,2
153	Băilor Sic – Someș	Antroposalin	0,02	71
154	Albastru – Someș	Antroposalin	0,15	10
155	Avram Iancu – Ocna Sibiului	Antroposalin	0,13	132,5
156	Ocnița – Ocna Sibiului	Antroposalin	0,37	98,5
157	Cloșca – Ocna Sibiului	Antroposalin	0,33	36,5
158	Crișan – Ocna Sibiului	Antroposalin	0,15	47
159	Cefa – jud.Bihor	Artificial	668	-
160	Tămașda – jud.Bihor	Helești eu	210	-
161	Inand – jud.Bihor	Helești eu	170	-
162	Homorod – jud.Bihor	Helești eu	105	-
163	Godovanu – jud.Dolj	Eolian	2,1	1,8
164	Balta Belia – jud.Dolj	Eolian	12,2	1,2
165	Balta Cerna – jud.Dolj	Eolian	11,1	1,1
166	Manginița – jud.Dolj	Eolian	166	-
167	Tinoasa – jud.Dolj	Eolian	44	-

Tabel 45 Principalele elemente morfometrice ale lacurilor din România

după Pișota, 1995; Gâștescu, 1998

B. Elemente de ecologie limnologică

1. Ecosistemele lacustre

Ecosistemele lacustre sunt unități ecologice cu o fizionomie bine conturată, unde diferențierea este făcută ca urmare a caracterelor lor distincte. În acest caz se poate vorbi de ecosistemele lacurilor, bălților și mlaștinilor.

Indiferent de dimensiunile și tipurile lor ecosistemele dețin două elemente de bază în cadrul biotopului: pelagialul (masa de apă) și bentalul (substratul).

1.a. Pelagialul este reprezentat prin suprafață, adâncime și volum, adică spațiul în care se dezvoltă viața.

Lacurile foarte adânci prezintă o presiune hidrostatică ridicată. La fiecare 10,5m adâncime presiunea crește cu o atmosferă. Ca urmare a acestei situații organismele acvatice prezintă adaptări corespunzătoare: presiunea hidrostatică din corpul lor este egală cu presiunea

apei de la nivelul unde îşi desfăşoară activitate. Acest fenomen face posibilă existenţa vieţii la adâncimi mari.

Lacurile cu suprafaţă mică prezintă biocenoze cu dezvoltare limitată (lacurile montane). La lacurile de mari dimensiuni biocenozele sunt dezvoltate şi diversificate (fig.386).

Factorii fizici care au puternică influenţă asupra biocenozelor sunt: oscilaţiile de nivel, greutatea specifică a apei, densitatea şi vâscozitatea, tensiunea superficială, temperatura, transparenţa, lumina, culoarea, vânturile. Factorii chimici acţionează concomitent cu cei fizici.

1.b. Bentalul (sau factorii fizico-chimici ai substratului) este reprezentat de granulometria materialului şi compoziţia chimică a sedimentelor.

Granulometria are o mare influenţă asupra selectării organismelor ce intră în structura cenozelor bentonice. Compoziţia chimică a sedimentelor lacustre este în funcţie de activitatea organismelor, de depunerile organice şi minerale. De cele mai multe ori substratul este acid sau neutru.

2. Biocenozele lacustre

Populaţiile de plante şi animale sunt grupate în biocenoze. În cadrul acestora asociaţiile de plante şi animale capătă aspecte caracteristice în funcţie de condiţiile oferite de biotop.

Pelagialul şi bentalul sunt populate de pelagos şi respectiv bentos (Papadopol, 1978).

2.a. Pelagosul este format din asociaţiile de organisme vegetale şi animale aflate în masa apei pe întreaga întindere şi adâncime a lacului.

Elementele constituente pelagosului sunt reprezentate de neuston, plancton şi necton. Neustonul şi planctonul sunt biocenoze tipice alcătuite din trei tipuri de organisme: producători (plante), consumatori (animale) şi reducători (bacterii şi ciuperci microscopice). Nectonul este o asociaţie de animale care consumă diferiţi componenţi (plante şi animale) din biocenozele pelagosului sau bentosului.

2.b. Neustonul este alcătuit din numeroase populaţii de alge microscopice, plante de mari dimensiuni, animale, bacterii şi ciuperci microscopice care populează pelicula de apă situată la contactul dintre mediul acvatic şi cel aerian.

Neustonul se menţine ca biocenoză doar în condiţiile unei ape liniştite, lipsite de valuri. El este bine reprezentat în bazinele lacustre de mică întindere. Compoziţia floristică şi faunistică a neustonului variază de la un lac la altul în funcţie de gradul de troficitate (oligotrofe, eutrofe şi distrofe), de altitudine, latitudine etc.

Unele organisme ce aparţin neustonului plutesc sau se deplasează activ la suprafaţa peliculei de apă şi alcătuiesc *epineustonul*; altele sunt ancorate pe faţa ei inferioară şi formează *hiponeustonul*. Asociaţiile de plante microscopice care plutesc pe suprafaţa apei poartă denumirea de *pleuston*. În zona litorală a lacului neustonul este mai bogat în specii şi este mai bine reprezentat comparativ cu zona pelagică. Hiponeustonul este format din bacterii, alge microscopice, protozoare, hidre, cladocere etc.

Pentru ecosistemul lacustru activitatea componentelor neustonice este de mare importanţă pentru întregul proces de viaţă. Neustonul se integrează în reţeaua trofică a ecosistemului cu efecte pozitive. Dacă suprafaţa apei este acoperită cu o cantitate mare de alge efectele asupra ecosistemului sunt negative ca urmare a stopării pătrunderii luminii solare la mari adâncimi.

2.c. Planctonul este alcătuit din organisme de mici dimensiuni, majoritatea microscopice. În structura biocenozei există numeroase populaţii de alge, animale, bacterii şi ciuperci microscopice. Totalitatea plantelor poartă denumirea de *fitoplancton*, iar cea a animalelor de *zooplancton*.

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA LIBRARY

2.d. Bentosul este alcătuit din asociații de organisme, plante, animale și microorganisme care populează fundul unui bazin lacustru.

Corespunzător celor două zone, litorală și profundă, se disting: *bentosul litoral* și *bentosul profundal* (*abisal*). În zona litorală bentosul este populat de numeroase specii de plante (fitobentos), animale (zoobentos), bacterii și ciuperci ce dețin un important rol în descompunerea plantelor și animalelor. În zona profundă bentosul este lipsit de plante fotosintetizante și aceasta din cauza lipsei luminii.

2.e. Fitobentosul este compus din *macrofitobentos* (plante mari) și *microfitobentos* (alge microscopice). Este bine reprezentat în zona litorală și lipsește în cea abisală.

Fitobentosul are un rol deosebit de important în cadrul proceselor ce se desfășoară în cadrul ecosistemului. Este un important producător de materie organică, constituie sursă de hrană pentru animalele fitofage, contribuie la autoepurarea apelor, servește ca indicator biologic a gradului de saprobitare a bazinului lacustru etc.

2.f. Zoobentosul reprezintă totalitatea organismelor animale din cadrul mâlului, nisipului, pietrișului etc. sau de pe suprafața acestor substrate care sunt folosite ca mediu de viață.

Calitatea și structura biocenozelor sunt determinate de calitatea factorilor abiotici. Însușirile biotopului favorizează instalarea unor specii și împiedică pătrunderea altora. Biocenozele lacurilor cu apă dulce se deosebesc față de cele cu apă sărată sau salmastră. Adeseori lacurile situate în interiorul aceluiași bazin, care au ape cu același chimism, diferă între ele ca urmare a unor factori cu caracter local.

În lacurile cu caracter eutrof algele albastre pot produce toxine în cantități foarte mari. Din cauza "înfloririi apei" și a descompunerii celulelor algale lacurile pot fi otrăvite. Fenomenul în sine duce la un dezechilibru ecologic (Vinberg, 1954). De obicei "înflorirea apei" este produsă de algele albastre care asimilează mai eficient CO_2 și fosfații, în comparație cu algele verzi care fixează azotul atmosferic (Sharipo, 1973). În condițiile unei "înfloriri a apei" poate avea loc depleția totală a oxigenului.

Cedarea substanțelor extracelulare de către alge este dirijată de consumul luminii în decursul fotosintezei (fig.386).

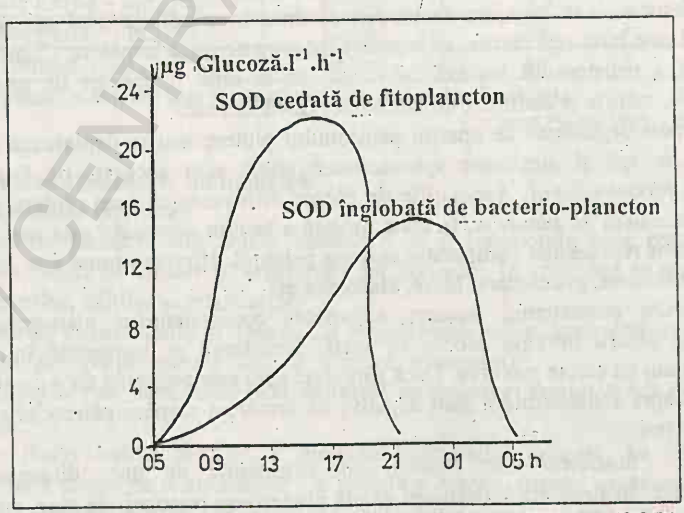


Fig.386 Curbe de acceptare și cedare a substanțelor organice dizolvate (SOD) într-un lac
după Saunders, Storch, 1971

3. Structura funcțională a ecosistemului lacustru

În cadrul unui ecosistem lacustru se disting patru constituenți importanți:

- substanțele abiotice, reprezentate prin energia luminoasă incidentă, elementele minerale și compușii lor cunoscuți sub numele de nutrienți (azot și fosfați), oxigenul dizolvat, apa etc.;

- producătorii, reprezentați prin organismele fotosintetizante și chemosintetizante cu rol în producerea materiei organice;

- consumatorii, reprezentați prin microfauna și macrofauna acvatică care ingeră hrana produsă în cadrul ecosistemului;

- reducătorii sau descompunătorii, reprezentați de bacteriile și ciupercile microscopice care au rol în mineralizarea organismelor vegetale și animale moarte (fig.387).

4. Fiziologia ecosistemelor lacustre

Plantele, indiferent de mărimea lor, sunt singurele capabile să transforme materia anorganică în materie organică, folosind în acest sens energia solară (fig.388). Viața tuturor animalelor din lacuri depinde direct sau indirect de existența și activitatea fiziologică a plantelor. Materia organică sintetizată de acestea și energia acumulată în ea capătă noi sensuri și valențe prin circulația lor în sistem. Mecanismul se desfășoară pe baza unei scheme generale, în sensul că fiecare specie, prin indivizii săi, "devine o verigă în mecanismul de circulație și de transformare a substanțelor și a energiei în biocenoză și ecosistem" (Botnariuc, 1967).

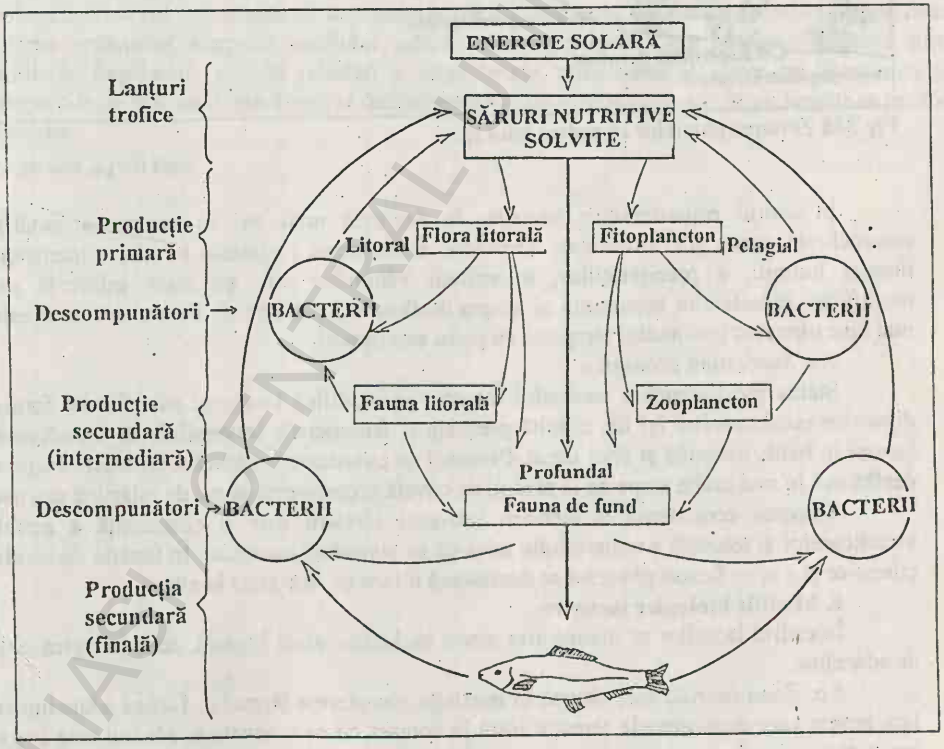


Fig.387 Schema circuitelor nutritive din lacuri

după Antonescu, 1967; Pârvu, 1979

BCUAI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Resturile organice ale plantelor şi animalelor intră în sfera de activitate a reducătorilor transformându-le în elemente şi substanţe chimice. Acestea, revenite în mediu, creează posibilitatea continuării vieţii în ecosistem. Toate treptele de transformare a materiei şi energiei din ecosistem pot fi considerate ca adevărate mecanisme de producere a substanţei organice cu însuşiri calitative şi cantitative noi.

5. Dinamica ecosistemelor lacustre

Factorii abiotici şi biotici din cadrul unui ecosistem nu sunt constanţi. Ritmicitatea factorilor este guvernată de ritmicitatea Universului. Ca urmare a ritmicităţii zi-noapte îşi face apariţia ritmul circadian. În raport cu acesta unele organisme din ecosistem îşi desfăşoară activitatea ziua, altele noaptea. Se constată că migraţia planctonului pe verticală este influenţată de alternanţa luminii şi întunericului. Reproducerea sexuală a unor animale este dirijată de o anumită lungime a zilei caracteristică fiecărei specii.

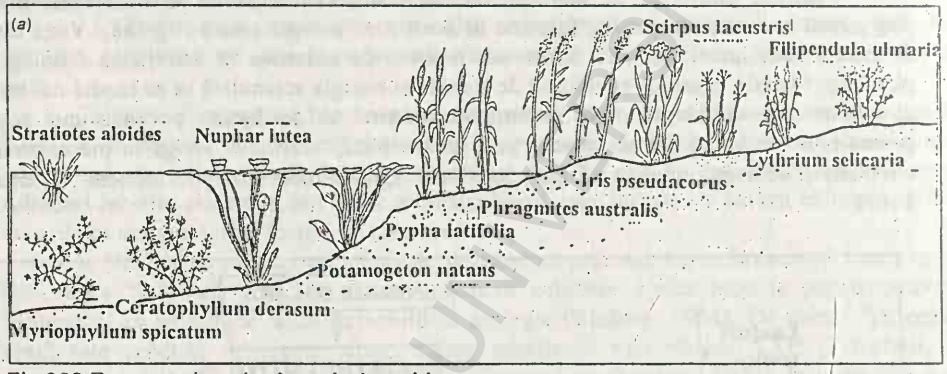


Fig.388 Zonarea plantelor în cadrul unui lac

după Burgis, Morris, 1987

În cadrul ecosistemelor lacustre, în decursul unui an, ca urmare a modificării macroclimei, apare şi o ritmicitate sezonieră. Schimbarea regimului termic, a intensităţii şi duratei luminii, a precipitaţiilor, intensităţii vânturilor etc. au mare influenţă asupra modificării caracterelor biotopului şi asupra desfăşurării vieţii în el. Ritmul sezonier este cel mai bine observat în climatul temperat cu patru anotimpuri.

5.a. Succesiuni ecologice

Starea morfologică a bazinului lacustru se modifică continuu sub diferite forme. În dinamica ecosistemului îşi fac simţită prezenţa şi fenomenele ireversibile de transformare a lacului în baltă, mlaştină şi apoi uscat. Procesul de colmatare organică a bazinelor lacustre se desfăşoară în mai multe etape de la stadiul de cuvetă propriu-zisă la cel de mlaştină sau uscat.

Trecerea ecosistemului lacustru într-unul terestru este o consecinţă a activităţii vieţuitoarelor şi totodată a materialului adus de pe suprafaţa uscatului. În funcţie de condiţiile climatice şi a altor factori procesul se desfăşoară diferit de la o zonă la alta.

6. Mediile biologice lacustre

În cadrul lacurilor se disting trei medii biologice: zona litorală, zona pelagică şi zona de adâncime.

6.a. Zona litorală este situată în imediata apropiere a ţărmului. Deţine adâncimi mici, fapt pentru care ecosistemele terestre intră în contact cu cele acvatice. Mediul este bogat în organisme vegetale şi animale.

6.b. Zona pelagică este reprezentată de apele liber unde planctonul formează grosul biocenozei. Lumea organismelor se compune dintr-o mulțime de animale și plante microscopice a căror existență se derulează în stratele superioare ale lacului. Ele reușesc să se mențină în suspensie grație unor dispozitive ingenioase. Majoritatea posedă cili vibratori a căror mișcare compensează efectul greutății.

Fitoplanctonul este reprezentat de algele unicelulare: fitoflagelatele, cianoficeele, cloroficeele, diatomeele etc. Zooplanctonul grupează protozoarele (helizoare, parameci), rotiferele, cladocerele, copepodele, diverse larve etc. Talia acestor animale oscilează între o fracțiune de milimetru și 4-5 mm. Multe dintre ele sunt translucide.

Ca urmare a poluării, mai ales a fertilizanților, se stimulează înmulțirea vegetației. Înmulțirea planctonului este stimulată și de încălzirea estivală: un litru de apă dintr-un lac montan eutrofizat poate conține până la 1 milion de alge unicelulare, adică 0,02g.

Când se află într-o cantitate mare planctonul tulbură apa și filtrează puternic lumina. Plantele verzi se pot dezvolta când primesc mai puțin de 1% din cantitatea de lumină ce cade la suprafața Terrei. În lacurile poluate această valoare este atinsă în timpul verii la 3-4m adâncime; în apele limpezi oligotrofe limita poate coborî la 30m.

Prin urmare planctonul este elementul esențial al zonei pelagice dar nu trebuie uitată prezența lui și în zona litorală.

6.c. Zona de adâncime

Este foarte slab luminată și oxigenarea este redusă. Obscuritatea totală împiedică dezvoltarea vegetației. În perioada de stagnare estivală din lacurile eutrofe provizia de oxigen este acaparată cel mai adesea de descompunerea organismelor. Pe fundul lacurilor trăiesc doar câteva organisme adaptate mediului mâlos sărac în oxigen. Cele mai des întâlnite sunt amibele, flagelatele, viermii tubulari și oligochetele, minicrustacee, larve etc. Bacteriile și ciupercile de mâl participă direct la dezintegrarea reziduurilor organice de pe fundul cuvetelor lacustre.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL X Telmatologia

Motto:

"*În ochii noştri, apa este cea care visează. Ochii noştri nu sunt oare acea baltă neexplorată de lumină lichidă pe care Dumnezeu a aşezat-o în adâncul nostru*?"

Paul Claudel, L'oiseau noir dans le Soleil levant, p.229

1.Definiţie, geneză, repartiţie

Telmatologia este ştiinţa care se ocupă cu studiul mlaştinilor şi turbăriilor.

Solurile turboase şi asociaţiile vegetale hidrofile sunt caracteristice tuturor turbăriilor care îşi fac apariţia, de cele mai multe ori, acolo unde apele se domolesc.

Turba rezultă în urma descompunerii incomplete a plantelor moarte şi, în particular, a rădăcinilor subterane care, într-un sol constant îmbibat cu apă şi lipsit de aer, nu sunt complet transformate în humus. În general, turba se compune în proporţie de >50% din substanţe organice nedescompuse. Cum plantele noi continuă tot timpul să se acumuleze, stratul turbos se înalţă lent, dar continuu. Procesul amintit nu se limitează doar la zonele cu ape liniştite.

Când solurile sunt înecate de apele stătătoare cu caracter permanent, ce repauzează pe strate impermeabile, turbăriile se pot forma şi în depresiunile argiloase, în stratele morenaice de vale, pe flancurile pantelor unde ţâşnesc la suprafaţă apele subterane, pe alunecările de teren, pe platouri sau în jurul izvoarelor etc.

Caracteristica de bază a acestor formaţiuni este faptul că apele subterane le scaldă până deasupra rădăcinilor sau, din când în când, reuşesc să le acopere în întregime.

Cele mai optime condiţii de apariţie a mlaştinilor se găsesc în cadrul climatelor cu umiditate ridicată, evaporaţie scăzută, prezenţa unui strat impermeabil lipsit de scurgere superficială şi a unei suprafeţe topografice, de cele mai multe ori, plane. Excesul de apă rezultat se acumulează în spaţiile negative al suprafeţei topografice şi favorizează apariţia unei vegetaţii hidrofile şi higrofile care, la rându-i, favorizează procesul de turbificare.

Mlaştina poate fi considerată ca fiind "o formaţiune biogeografică acvatică neaerisită, ale cărei plante în loc să putrezească sau să se mineralizeze, după moarte se turbifică aglomerându-se, în cele din urmă, la fund sub formă de zăcământ turbos" (Pop, 1960). Mlaştinile care se formează în depresiunile lacustre cunosc o evoluţie mai complexă datorită faptului că în urma intensificării procesului de colmatare acestea încep să se acopere cu vegetaţie acvatică. Procesul continuă până ce toată suprafaţa lacului este invadată de vegetaţia hidrofilă, adică cea compusă din muşchi, trestie, păpuriş, rogoz, transformată apoi într-o mlaştină ierboasă de depresiune. Prin acumularea continuă a ierburilor moarte vegetaţia se transformă într-un zăcământ de turbă, în timp ce unele specii de muşchi şi rogoz sunt înlocuite cu tufişuri şi esenţe lemnoase. După instalarea acestora mlaştina trece în stadiul de împădurire sau de tranziţie; prin continuarea procesului, vegetaţia lemnoasă începe să fie înlocuită cu muşchi de genul *Sphagnumului*, mlaştina trecând în stadiul de sphagnetă, căpătând o formă convexă.

Turbăriile propriu-zise ocupă o suprafaţă de cca.4 mil. km^2, ceea ce ar însemna doar 3% din suprafaţa Terrei (fig.389). De cele mai multe ori apare o diferenţă de 150.000 km^2, plus sau minus, deoarece unele suprafeţe acvatice de tip mlăştinos nu pot fi încadrate exact la o categorie sau alta (în special pe teritoriul Canadei, C.S.I. şi sectoarele tropicale) (Maltby, Proctor, 1996). În literatura de specialitate sunt vehiculate o serie de cifre, cu valori foarte diferite, de la un autor la latul sau de la un an la altul. Evaluările ţin cont de noile încadrări ale suprafeţelor mlăştinoase sau turboase. Primele estimări indicau suprafeţe de 1,10 mil. km^2

(Bülow, 1929), 1,12 mil. km^2 (Nikonow, Sluka, 1964), 1,50 mil. km^2 (3rd International Peat Congress, 1968), 3,50 mil. km^2 (6th International Peat Congress, 1980), 5 mil. km^2 (Heikurainen, 1982) etc. În cazul în care s-au luat în calcul şi unele suprafeţe umede, fără apele puţin adânci ale lacurilor, s-a ajuns la suprafeţe de 5,26 mil. km^2 (Mathews, Fung, 1987), 6 mil. km^2 (Maltby, 1988), 5,57 mil. km^2 (Aselman, Crutzen, 1989), 3,12 mil. km^2 (Schneider, Schneider, 1990) etc. Solurile cu proprietăţi hidromorfe (mlaştini de apă dulce şi sărată, histosolurile, gleisolurile, tundra şi fluvisolurile necultivate) acoperă o suprafaţă de 12,83 mil. km^2. Cca. 30% din solurile hidromorfice se găsesc la tropice (Lappalainen, 1996).

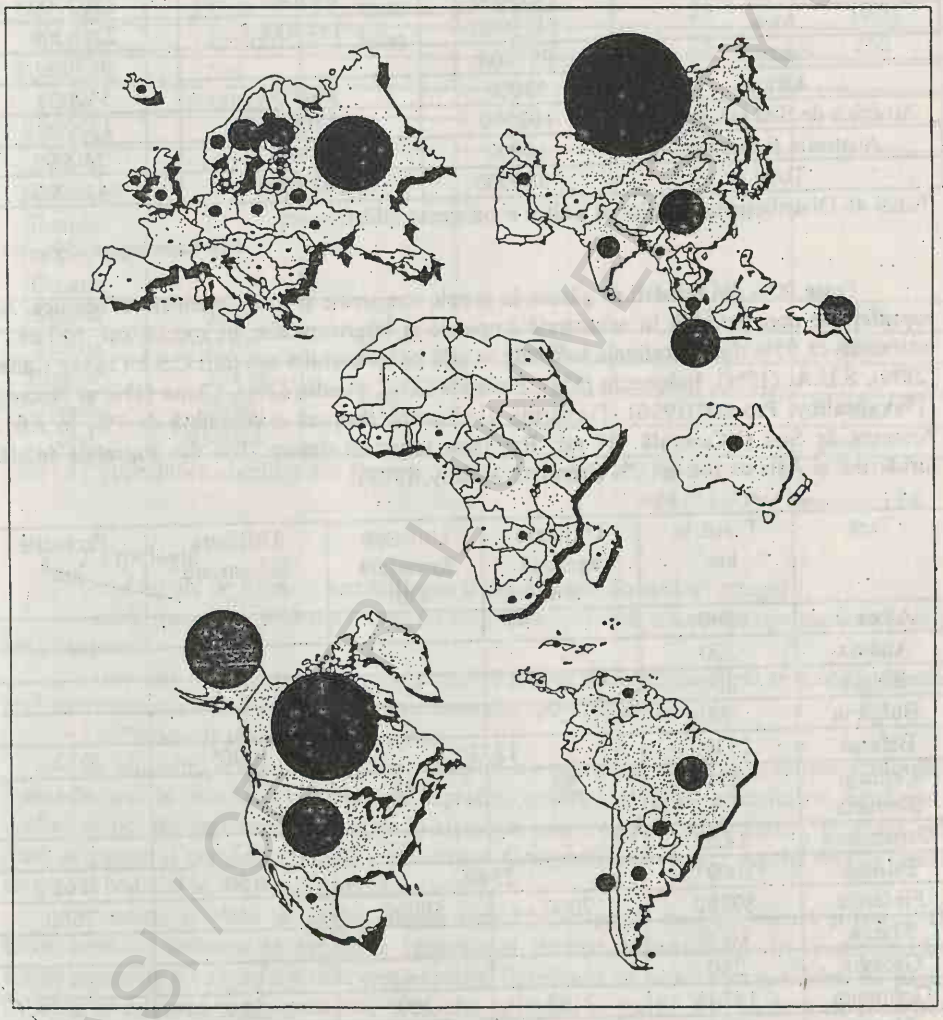


Fig.389 Răspândirea turbăriilor pe Glob

după Lappalainen, 1996

Ca urmare a disputelor polemice în privinţa suprafeţelor turboase şi mlăştinoase, International Peat Society (IPS) a iniţiat proiectul Global Peat Resources. Tema principală a

fost abordarea globală a problematicii în cauză pentru combinarea şi evaluarea datelor existente şi revizuirea diferenţelor regionale (Lappalainen, 1994). În categoria turbăriilor sunt încadrate suprafeţele care deţin un strat turbos de 30 cm grosime şi o suprafaţă minimă de vegetaţie hidrofilă specifică (lunci, lagune, mangrove, mlaştini etc.). Noile evaluări dau o suprafaţă totală de turbării şi zone umede de 6,4 mil. km^2 (tabel 46).

Continentul	Turbării km^2	Mlaştini km^2	Total
America de Nord	1735000	657000	2392000
Asia	1119000	1149000	2268000
Europa	957000	-	957000
Africa	58000	282000	340000
America de Sud şi Centrală	102000	330000	432000
Australia şi Oceania	14000	10000	24000
Total	3985000	2428000	6413000

Tabel 46 Distribuţia turbăriilor şi a altor ecosisteme mlăştinoase

după Lappalainen, 1996

Peste 90% din turbării se găsesc în zonele temperate şi reci ale emisferei nordice. Alte suprafeţe se concentrează în sectoarele tropicale şi intertropicale, în special sub pădure. Se estimează că 95% din suprafeţele turboase se află pe teritoriul a opt ţări: C.S.I. (38%), Canada (28%), S.U.A. (15%), Indonezia (6%), Finlanda (3%), Suedia (2%), China (1%) şi Norvegia (1%) (Maltby, Proctor, 1996). Turbăriile din Europa acoperă o suprafaţă de 7%, în Africa, America de Sud şi Centrală 1% etc. Regiunea tropicală deţine 10% din suprafaţa totală a turbăriilor şi Asia de sud-est 7% (Immirzi, Maltby, 1992).

Ţara	Turbărie km^2	Utilizare agricolă km^2	Utilizare forestieră km^2	Utilizare industrială km^2	Protecţie km^2
Albania	100	-	-	-	-
Austria	220	-	-	-	-
Belgia	200	-	-	-	-
Bulgaria	30	-	-	-	-
Belarus	29390	12330		1090[1]	3126
Cehia şi Slovacia	314	30	145	88	54
Danemarca	1420	-	-	12	-
Estonia	10091	2580		160	565
Finlanda	89200	7000	59000	530	7500
Franţa	1000	-	-	-	-
Georgia	250	-	-	-	-
Germania	14205	2100	200	325	60
Marea Britanie[2]	17549	-	2200	54	2000

1 În 1992.

2 Suprafaţa solurilor turboase 31.165 km^2; totalul suprafeţelor umede 114.827 km^2.

Grecia	101	-	-	-	-
Ungaria	1000	-	-	2	-
Islanda	10000	1200	-	-	-
Irlanda	11757	896	2000	822	213
Italia	1200	-	-	-	-
Letonia	6691	-	5000	-	-
Lituania	7942	-	5900	25	-
Olanda[3]	2790	2500	-	-	-
Norvegia[4]	23700	1900	4100	25	1000
Polonia	12050	7600	1270	25	252
Portugalia	200	-	-	-	-
Rusia	600000	-	-	-	-
România	70	-	-	-	-
Serbia, Slovenia, Bosnia, Herţegovina, Croaţia	1000	-	-	-	-
Spania	385	23	-	25	-
Suedia	103790	3000	14100	120	2900
Elveţia[5]	224	-	-	-	-
Ucraina	10080	5000	-	190	6300
Total	956949	-	-	-	-

Tabel 47 Suprafaţa turbăriilor din Europa

după Global Peat Resources, 1996

2.Tipologie

După modul de formare turbăriile pot fi împărţite în două mari categorii:

- plate (joase sau mlaştini), care au drept caracteristică o suprafaţă paralelă cu nivelul apei freatice;

- bombate (înalte), care deţine o suprafaţă topografică supraînălţată ce scapă influenţei apei subterane, dar care-şi datorează umiditatea din aportul precipitaţiilor.

2.a.Turbăriile plate (joase, mlaştini)

La altitudini coborâte se găsesc mlaştini cu suprafeţe variabile, datorate acumulării apelor în micile excavaţii prezente pe suprafaţa scoarţei. Potrivit gradului de fertilitate a apelor, se pot distinge mlaştini bogate în elemente nutritive şi totodată sărace; pe lângă cele două se găsesc şi numeroase stadii intermediare. Compoziţia covorului vegetal este în funcţie de gradul bogăţiei în substanţe minerale a apei.

În aceste sectoare se găsesc întinse suprafeţe acoperite cu stuf, papură şi rogoz, ale căror depozite turboase se suprapun substratului lacustru impermeabil. În condiţiile când aceste suprafeţe nu au suferit intervenţii umane, întinderile de carex sunt succedate de păduri cu arini de mlaştină care reprezintă, la nivelul latitudinilor medii, stadiul final de evoluţie a turbăriilor plate. Tipul de împădurire descris ocupă terenurile turboase unde pânză freatică

3 90 km^2 turbării înalte, 200 km^2 zone umede protejate, 2500 km^2 turbării utilizate agricol.

4 Suprafaţa turbăriilor originale 30.00 km^2 (1939); turbării virgine 20.300-23.700 km^2.

5 Turbăriile originale au avut o suprafaţă de 2.200 km^2.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

aflorează permanent la suprafaţă şi prezintă variaţii de nivel care nu depăşesc 80 cm. Foarte rar, suprafaţa topografică este în întregime inundată (fig.390).

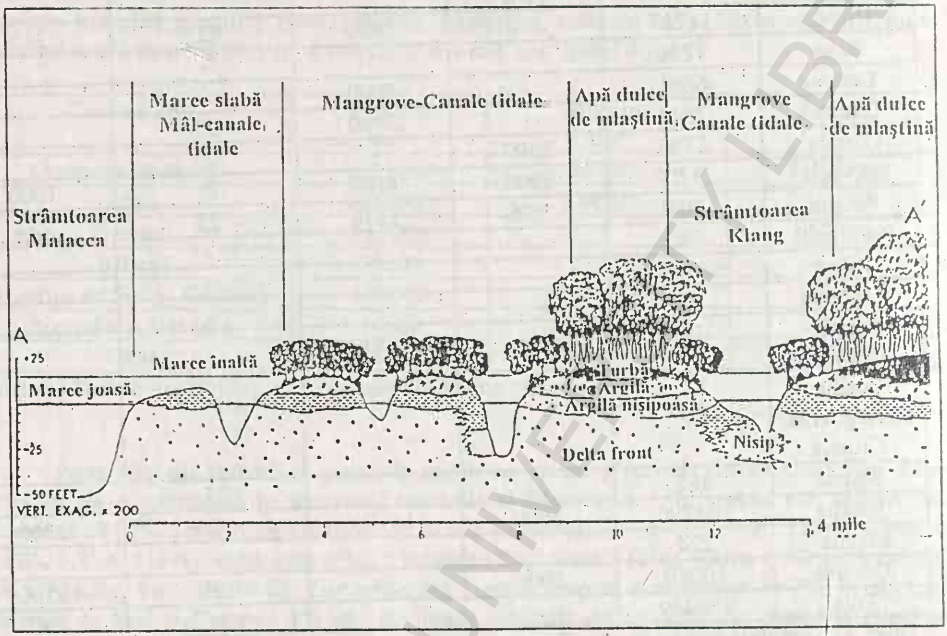


Fig.390 Secţiune transversală printr-o deltă de maree care deţine depozite turboase
după Coleman et al., 1993

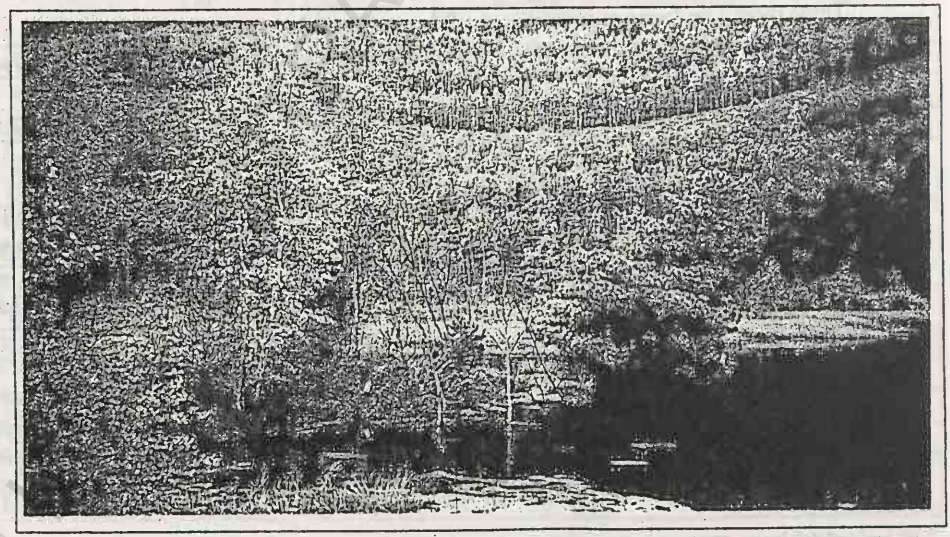


Foto 63 Turbării în Siberia

Foto Gh.Romanescu

Pe nisipuri şi pietrişuri îşi fac apariţia sălciile şi arinii deoarece amplitudinea nivelului freatic atinge mai mulţi metri. Pădurile de mlaştină produc o turbă lignoasă care acoperă stratul anterior format din stuf şi rogoz.

În sectoarele cu climat rece arinul este înlocuit de pădurea cu mesteacăn (foto 63). Arborii înrădăcinaţi în turba moale şi umedă tind să se încline sau chiar să se răstoarne în grupuri, de unde şi numele de "brachwald". Ca urmare a ridicării nivelului marin unele turbării litorale sunt astăzi atacate de valuri şi maree (foto 64).

Astăzi, mlaştinile care deţin toate stadiile naturale de evoluţie, inclusiv pădurea de arini, sunt foarte rare. Prin urmare, au trecut secole sau milenii de când omul a început defrişarea acestor păduri. În locul lor şi-au făcut apariţia preriile de mlaştină, utilizate de către ţărani pentru hrana animalelor. Actualmente, această activitate tinde să cadă în desuetudine deoarece în urma cositului regulat pajiştile sunt invadate, mai mult sau mai puţin, cu sălcii, arini glutinoşi sau mesteacăn.

Foto 64 Abraziunea unui depozit turbos în apropiere de Barmouth (Ţara Galilor)
Foto Gh.Romanescu

În locul pădurilor tinde a se instala rogozul; în ţinuturile de la latitudini medii şi altitudini ridicate, acestea ocupă, cel mai adesea, solurile calcaroase sărace în nitraţi. Când apa subiacentă prezintă un nivel foarte coborât suprafaţa mlaştinii este acoperită cu specii de graminee de genul *Molinia*; acestea sunt favorizate de drenajul mlaştinilor cu carex de mici dimensiuni. Preriile în cauză, rareori inundate, favorizează apariţia unei litiere foarte bogate.

Mlaştinile cu rogoz sau cu molinia posedă o faună foarte bogată. Sunt biotopuri de importanţă vitală pentru multe specii de păsări, actualmente pe cale de dispariţie. Incriminată, pentru această cauză, poate fi şi evoluţia naturală de diminuare constantă a suprafeţelor mlăştinoase şi prin urmare reducerea resurselor alimentare.

În funcție de modul de alimentare, forma suprafeței, componența vegetației și, mai ales, bogăția elementelor nutritive, mlaștinile se împart în trei grupe: eutrofe, mezotrofe, oligotrofe.

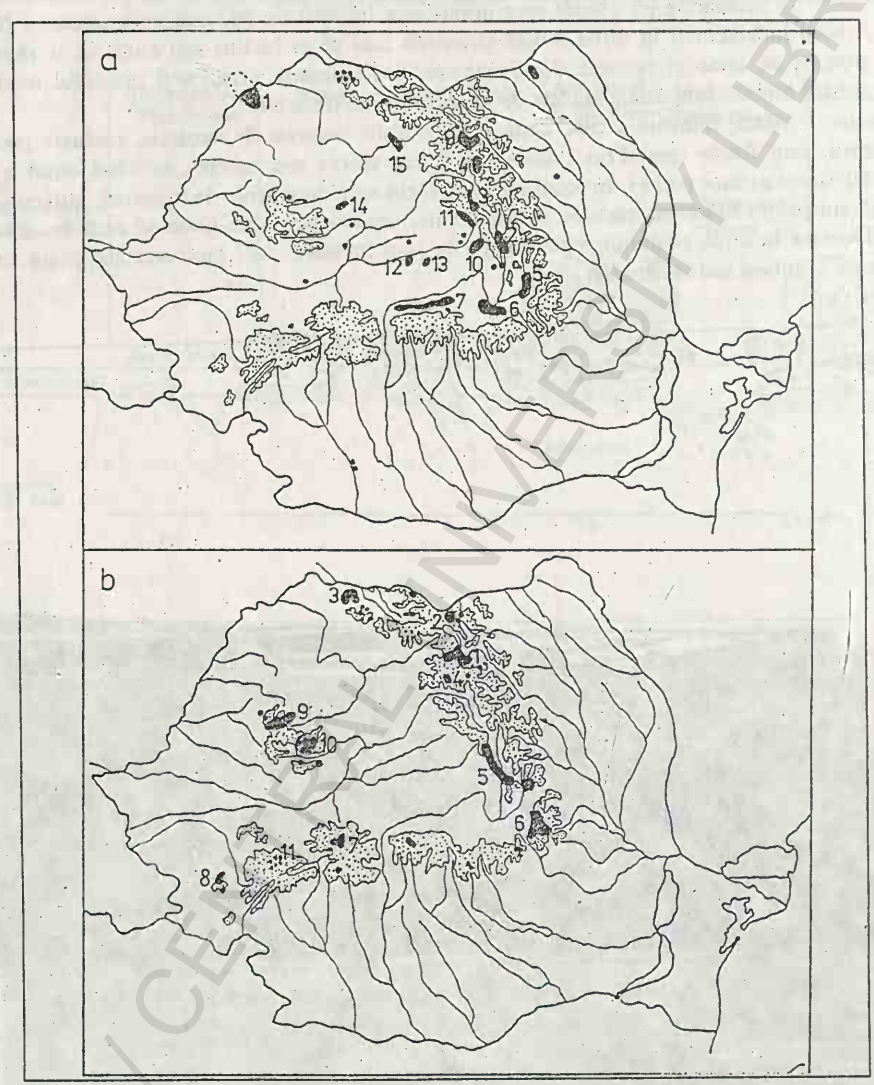


Fig.391 Răspândirea mlaștinilor eutrofe (a) și oligotrofe (b) pe teritoriul României
după Pop, 1960

2.a.1..Mlaștinile eutrofe

Sunt specifice luncilor frecvent supuse fenomenelor de revărsare, spațiilor de luncă cu grad ridicat de colmatare, sectoarelor din jurul izvoarelor etc.

Sunt alimentate pe diferite căi: din precipitații, din apele de revărsare sau din cele freatice bogate în săruri nutritive. Ca urmare a influenței apei din substratul suprasaturat în

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

substanţe hrănitoare se dezvoltă o vegetaţie de baltă alcătuită din numeroase specii de fanerogame.

Mlaştinile eutrofe prezintă o suprafaţă plană sau joasă (concavă) şi sunt răspândite în zona climatului temperat sau a celui subpolar de tundră.

Pe teritoriul României, în funcţie de răspândirea geografică, mlaştinile poartă diferite denumiri: baltă, rovină, marghilă; local, în Munţii Apuseni, sunt cunoscute sub numele de mârşe, rogoaze în Ţara Bârsei, ploştină în nordul Olteniei, bahnă în nordul Moldovei şi Delta Dunării (fig.391).

Sunt răspândite, cu precădere, în luncile râurilor de mari dimensiuni: Mureş, Someş, Siret, Prut; suprafeţe mari sunt ocupate în depresiunile intramontane: Giurgeu, Ciuc, Ţara Bârsei, Vatra Dornei etc. şi în Delta Dunării.

Procesul de turbificare din mlaştinile româneşti se desfăşoară sub nivelul apei, fapt pentru care turba este pământoasă.

În România se diferenţiază următoarele zone cu turbării (Ujvari, 1972):

Bazinul Crasnei, mai ales în vestul Careiului. Reprezintă cea mai întinsă regiune a mlaştinilor eutrofe din România, asanată la sfârşitul secolului trecut.

Bazinul Ciucurilor, reprezintă regiunea celor mai întinse "mlaştini vii", pe ambele maluri ale Oltului.

Bazinul Gheorgheni, cu mlaştini înşirate de-a lungul Mureşului.

Bazinul Depresiunii Trei Scaune, deţine mlaştini întinse, mai ales pe malul stâng al Râului Negru.

Depresiunea Bârsei, deţine mlaştini pe luncile largi, ferite de inundaţii, cu alimentare preponderentă din ape freatice.

Lunca Oltului făgărăşan, deţine o mlaştină întinsă, pe terasa din stânga Oltului între Şercaia şi Mândra.

Delta Dunării deţine, practic, cele mai întinse mlaştini de pe teritoriul României. Nu prezintă importanţă economică.

2.a.2..Mlaştini oligotrofe

Mlaştinile din această categorie se desfăşoară în climatele umede şi reci. Sunt alimentate predominant din precipitaţii, fapt pentru care concentraţia în săruri nutritive este scăzută. Componenţa floristică este săracă.

În România sunt cunoscute sub numele de tinoave şi se găsesc în regiunile carpatice şi subcarpatice, la altitudini cuprinse între 500-1.500m. Îşi fac apariţia, de obicei, pe rocile silicioase, eruptive, pe şisturile cristaline şi gresii de diferite vârste. În Munţii Apuseni sunt cunoscute sub numele de molhaşe şi marghile, iar în Maramureş de mlaca.

Pe Glob sunt foarte numeroase în Nordul Europei, peninsula Alaska şi Canada.

Pe teritoriul României se găsesc 200 de mlaştini eutrofe (Pop, 1960) şi sunt răspândite în următoarele regiuni:

Bazinul Dornei, cu 23 tinoave dezvoltate pe şisturi cristaline, gresii, pietrişuri de terasă etc.; cel mai mare tinov se află la Poiana Stampei (400 ha).

Regiunile Lucina – Fundul Moldovei, situate la o altitudine de 1200m şi prezintă grosimi mari.

Regiunea blocului andezitic al Oaşului şi Maramureşului, cuprinde peste 20 tinoave, unele dintre ele formându-se în craterele stinse.

Munţii Călimani, cu tinoave situate la altitudini cuprinse între 1.500-1.700m.

Regiunea Harghita, deţine renumitele turbării de la Mohoş (Tuşnad) (foto 65) şi Lucs (Sâncrăieni).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

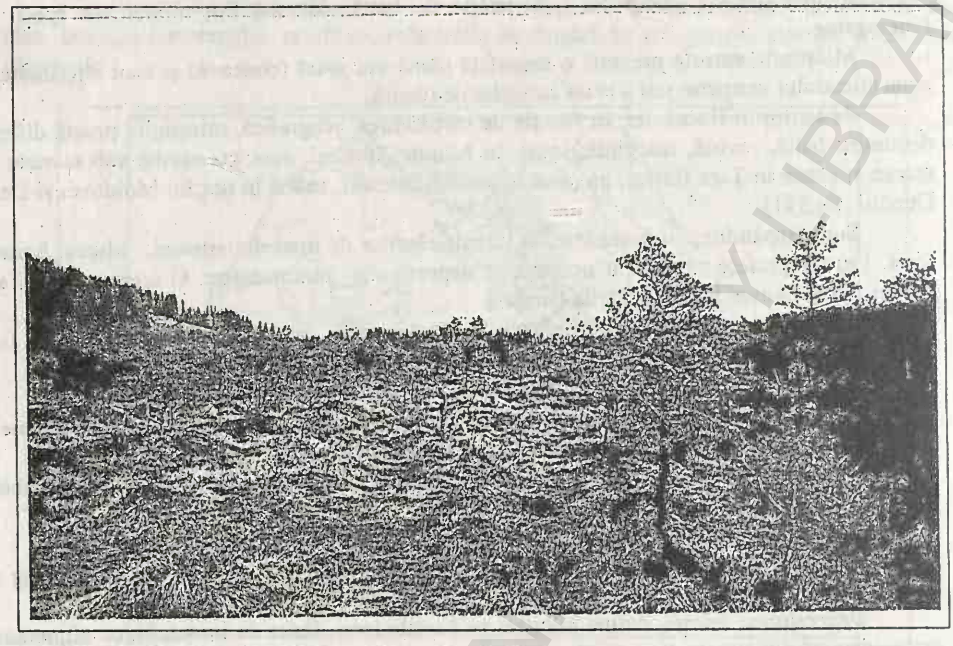


Foto 65 Mlaştina (turbărie) Mohoş din masivul Ciomatu

Foto Gh.Romanescu

Regiunea Şandru Mare – Munţii Buzăului, unde tinoavele se dezvoltă pe gresii eocene.

Regiunea izvoarelor şi cursului superior al Someşului Cald, cu tinoave dezvoltate în zona inferioară a molidului de pe şisturile cristaline, argile eocene şi gresii permiene.

Regiunea izvoarelor Someşului Rece, unde turbăriile se dezvoltă la o altitudine cuprinsă între 1.350-1.700m.

Carpaţii Meridionali, deţin tinoave foarte puţine în Munţii Bucegi şi regiunea superioară a bazinului Sebeş.

Regiunea platoului Semenic, cu 6 tinoave aflate la altitudini cuprinse între 1.350-1.440m.

2.a.3..Mlaştini mezotrofe

Ocupă poziţii intermediare între mlaştinile eutrofe şi cele oligotrofe, atât prin compoziţia floristică, cât şi prin gradul de mineralizare a apei.

2.b.Turbăriile înalte (bombate)

Fenomenul colmatării turbăriilor se sfârşeşte prin ridicarea rădăcinilor plantelor constituente situate deasupra nivelului apei subterane. Fenomenul determină diminuarea aportului de alimente minerale necesare plantelor situate în straturile superioare ale turbei. La acest nivel solul este atât de sărac încât metabolismul vegetal trebuie să se adapteze unei stări de foamete. În aceste condiţii mediul biologic nu hrăneşte decât plantele specializate într-o extremă frugalitate, în particular *sphagnum*, adică muşchii care dau naştere turbăriilor bombate. Firişoarele acestora, fără rădăcini, urmează creşterea până la un anumit punct, alcătuind adevărate covoare vegetale ce se dezvoltă pe orizontală şi verticală. Segmentele inferioare, lipsite de lumină şi aer, se transformă treptat în turbă. Procesul dă naştere acidului humic care conferă solului turbos o aciditate puternică, iar apei, o culoare brună.

Pernuțele de *sphagnum* se adună, de obicei, în movile de mici dimensiuni care sunt separate de intervale, adesea umplute cu apă. Prin urmare, nu există nici o relație între apa subterană și vegetația turbăriei bombate. Plantele depind doar de apa meteorică și de existența rarelor elemente nutritive de natură minerală, procurate prin intermediul prafului din aer (fig.392).

Mușchii au calitatea de a stoca o mare cantitate de apă în celulele speciale ce se găsesc în interiorul tijelor sau frunzelor. Această rezervă se ridică până la 20 ori greutatea acestora în stare uscată și garantează alimentarea lor în apă (inclusiv a plantelor însoțitoare) în perioadele secetoase.

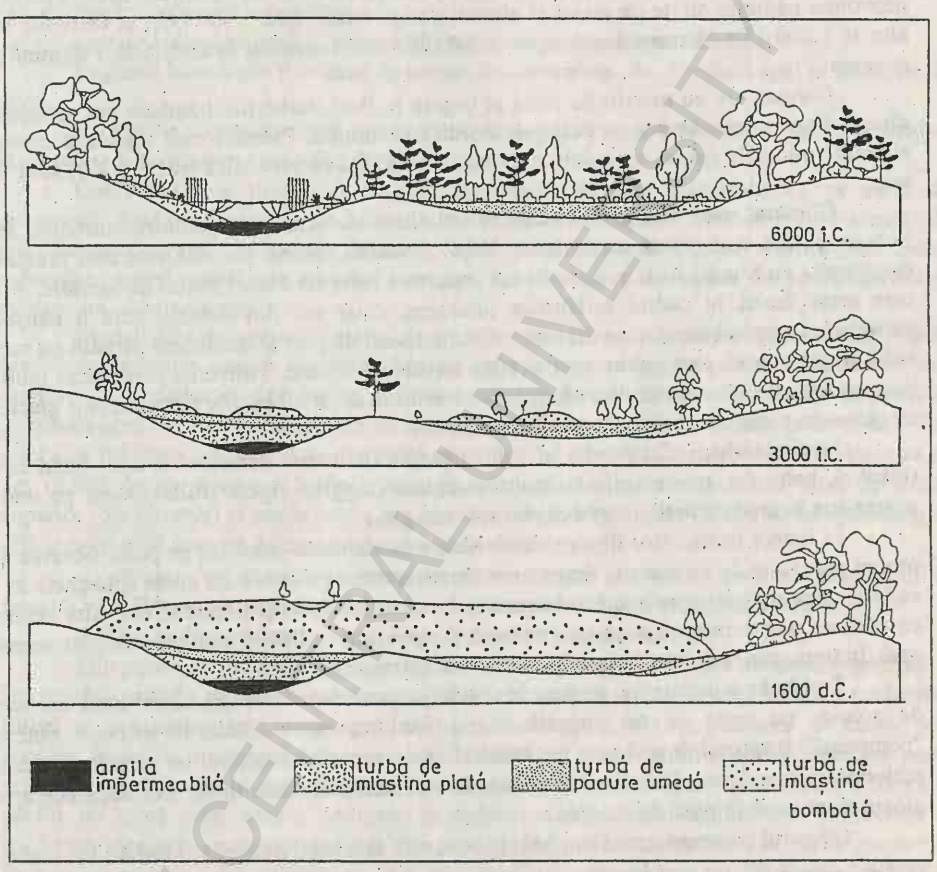


Fig.392 Formarea turbăriilor bombate

după Hellenberg, 1976

Grație sistemului autonom de aprovizionare lichidă, stratele de mușchi se pot înălța fără limită. Deși creșterea pare derizorie, între 0,3-0,5 mm/an, pentru turbăriile din Munții Jura se edifică strate turboase cu grosimi de până la 7m într-o perioadă de 12.000-15.000 ani (Imboden, 1976). Deoarece această creștere este mai rapidă în centru și mai redusă pe margini, turbăria bombată are un profil ușor concav, ca un geam de ceas. Aceste turbării sunt cunoscute și sub numele de *înalte*, adjectivul neavând nici o legătură cu altitudinea, ci doar cu creșterea

BCU "SI" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

lor pe verticală. La turbăriile joase suprafaţa topografică este plată şi rădăcinile plantelor sunt scufundate în apă.

Muşchii din cadrul turbăriilor bombate produc cea mai bună turbă din punct de vedere calitativ şi cantitativ. Exploatarea acestora este frecventă şi rentabilă. În cadrul acestora s-au descoperit, pe lângă numeroase resturi de plante şi cantităţi importante de polen provenit din vechile păduri. Grăunţii de polen, care aparţin diverselor specii, pot fi diferenţiaţi şi pot da informaţii asupra variaţiilor suferite de vegetaţie în decursul ultimilor milenii.

Cercetările polinice efectuate în turbăriile jurasiene demonstrează că între anii 11.000-9.000 î.Cr. pinul silvestru, ce creştea în aceşti munţi, era dominant; între 7.000-5.000 î.Cr. se dezvoltau pădurile mixte de stejar şi alunul câştiga teren; spre 3.000 î.Cr. se dezvolta bradul alb; la 1.000 î.Cr. domina fagul; spre 1.200 d.Cr. s-a reinstalat bradul; astăzi domină pinul silvestru.

Comparativ cu mlaştinile plate şi bogate în flori, turbăriile bombate par monotone şi sărace. Sunt asemănătoare cu peisajele nordice de tundră. Plantele care tolerează carenţa în alimente minerale (săruri de calciu şi potasiu) şi aciditatea puternică (pH 3,0-4,0) sunt foarte rare.

Climatul, mai ales prin gradul de umiditate, determină împădurirea turbăriei înalte. Sub un climat continental, mai ales în Alpii Orientali, seceta estivală este mai pronunţată, comparativ cu Munţii Jura, şi favorizează instalarea naturală a unei păduri de turbărie. Arborii care cresc izolat în cadrul turbăriilor jurasiene, chiar cei din colonii, sunt o consecinţă antropică. În cadrul acestor medii cresc diferite specii de pini şi mesteceni. Bradul nu suportă solul umed şi acid, fapt pentru care preferă turbăriile drenate. Tufişurile penetrează mult mai uşor ca arborii. Arbuştii tundrei arctice au parvenit în aceste locuri în timpul erelor glaciare şi au rămas ca populaţii izolate de genul relictelor.

Marile turbării din nordul şi estul Europei deţin trei sectoare de ape: lacul central (blänke), balta de la picioarele taluzului marginal (lagg) şi rigola (rülle) (locul pe unde se scurge apa în mod natural dinspre centru spre margini).

În liziera băltoacelor din turbăriile sărace în elemente nutritive se poate observa şi un proces particular de colmatare, determinat de capacitatea pe care o au unele sphagnete în a se etala dinspre margini spre interiorul suprafeţelor acvatice. Lent şi treptat se dezvoltă vegetaţia, covorul de plante moarte şi vii se îngroaşă şi se extinde până ce acoperă complet suprafaţa apei. În timp, pânza de plante face loc unui strat compact de turbă.

Turbăriile bombate iau naştere în condiţii climatice precise. În primul rând, are nevoie de ploaie, cu toate că nu suportă inundaţiile frecvente. Căldurile estivale puternice "pompează" surplusul de apă prin intermediul unei evaporări excesive, iar gerurile pronunţate prelungesc congelarea. Cele două perioade favorizează stagnarea turbăriilor deoarece apa de ploaie nu poate fi folosită de aceasta.

Climatul temperat umed din Munţii Jura este favorabil dezvoltării turbăriilor înalte, cu evoluţie rapidă în Franţa şi Elveţia (Gručre).

Lumea animală din cadrul acestor turbării este puţin diversificată. Mediul se dovedeşte prea acid pentru majoritatea larvelor de insecte şi prea sărac în calcar pentru multe specii a căror creştere se bazează pe calciu. Cele mai multe, din punct de vedere numeric, sunt larvele de ţânţari şi fluturi.

3.Regimul hidrologic al mlaştinilor

În funcţie de legătura pe care o are zăcământul de turbă cu apa, aceasta din urmă se împarte în două grupe:

- *apa liberă*, care circulă sub influenţa forţei gravitaţionale, fiind separată de turbă; se găseşte în lacuri, canale, rigole etc.;

- *apa legată de zăcământul de turbă*, apare sub formă de apă capilară, coloidală, osmotică şi de hidratare.

Mlaştinile turboase deţin 87-97% apă şi doar 3-13% substanţă uscată.

Apa capilară circulă printre golurile capilare aflate între fibrele şi particulele de turbă şi se află sub influenţa forţelor capilare.

Poate fi îndepărtată din zăcământul turbos doar în urma procesului de evaporare.

Apa coloidală face parte din complexul coloidal şi este compusă din apă şi particulele extrem de fine din turbă. Poate fi eliminată doar prin uscarea turbei.

Apa osmotică se găseşte în interiorul celulelor vegetale întregi. Este eliminată numai prin distrugerea chimică a celulelor.

Apa de hidratare intră în compoziţia turbei ca orice compus chimic.

Regimul hidrologic ţine cont de modul de alimentare, de circulaţia apei şi variaţiile de nivel.

Sursele de alimentare sunt reprezentate de precipitaţii, ape subterane (prin intermediul izvoarelor) şi revărsarea cursurilor de apă.

Comparativ cu mlaştinile eutrofe şi mezotrofe, cele oligotrofe au ca sursă de alimentare doar precipitaţiile; se dezvoltă în condiţiile climatului umed şi poartă numele de *mlaştini ombrogene*. Mlaştinile eutrofe, când sunt alimentate prin intermediul apelor subterane, poartă numele de *mlaştini topogene*, iar când sunt alimentate din apele râurilor se numesc *mlaştini soligene.*

Modalitatea de circulaţie a apei depinde, în primul rând, de permeabilitatea turbei şi de gradul de descompunere a acestora. Are loc prin infiltrarea apelor pe verticală, dar şi prin intermediul rigolelor de descărcare. Infiltrarea apei se face în funcţie de calitatea turbei şi de grosimea acesteia. Pentru mlaştinile cu *Sphagnum* (oligotrofe), care prezintă grosimi de 1-2m, viteza de infiltrare este activă în orizontul superior (2-3 cm/s) şi foarte redusă la adâncimea de 1m (0,005 cm/s). Pentru mlaştinile eutrofe viteza de infiltrare este foarte mare în stratul superior (50-80 cm/s) şi scade brusc la adâncimea de 0,4-1m, unde turba este bine tasată şi se află într-un grad avansat de descompunere (0,01-0,02 cm/s).

Apele cu nivel maxim se înregistrează primăvara şi vara, în perioada precipitaţiilor bogate; vara şi iarna se semnalează niveluri minime datorită precipitaţiilor scăzute.

4.Răspândirea mlaştinilor şi importanţa lor economică

Din punct de vedere economic, turbăriile sunt intens valorificate deoarece reprezintă o importantă materie primă în industrie, agricultură, centrale electrice etc. În urma prelucrării turbei se pot obţine numeroase produse: prin distilare se obţine gudronul de turbă; prin uscarea forţată şi impregnarea ei cu petrol rezultă un combustibil foarte eficace; se poate utiliza ca îngrăşământ în agricultură, ca izolator sau aşternut absorbant în construcţii; fibrele şi praful de turbă sunt adesea utilizate la ambalarea obiectelor fragile; are importanţă în medicină deoarece prezintă calităţi terapeutice (mai ales turbăriile din jurul izvoarelor carbogazoase care sunt utilizate ca "băi de nămol", iar din turbele cu *Sphagnum* se fabrică surogate de vată sau cărbune medicinal (Vatra Dornei, Borsec, Malnaş) etc.

BCU IAŞI

CAPITOLUL XI ZĂPEZILE ŞI GHEŢARII - GLACIOLOGIA

Motto:

"Apa umanizează moartea şi amestecă sunete cristaline cu gemete adânci".

Gaston Bachelard, Apa şi visele, p.91

1. Glaciologie – definiţie

Glaciologia studiază anumite probleme ale gheţii operând cu concepte şi modele teoretice proprii sau împrumutate de la alte ştiinţe, foloseşte metode şi tehnici specifice de cercetare etc.

Etimologic cuvântul *glaciologie* se referă la ştiinţa gheţii. Glaciologia este o ştiinţă interdisciplinară, de sinteză, care utilizează rezultate ale cercetării mai multor ştiinţe: hidrologia, oceanografia, meteorologia, geologia glaciară, geofizica, geomorfologia, mineralogia, metalurgia, fizica, chimia etc.

Glaciologia studiază doar gheaţa din natură formată în anumite medii: gheaţa de râu, de lac, de mare, de pe sol, din aer, din sol, din cavităţile subterane etc. Apariţia acestor tipuri de gheaţă este datorată îngheţului şi ştiinţa a purtat un timp denumirea de *criologie* (termen propus de Dobrowolski A.B.) care a fost abandonat după Anul Geofizic Internaţional (1957-1958).

Proprietăţile gheţii nu sunt studiate izolat, ci în relaţie cu celelalte componente ale mediului. Prioritară pentru glaciologie este studierea acestor relaţii de interdependenţă existente între gheaţă şi sol, relief, aer etc.

Învelişul de gheaţă al Pământului este cunoscut şi sub denumirea de *criosferă* sau *glaciosferă*.

Se pot desprinde două aspecte mai importante:

- conturarea glaciologiei ca ştiinţă;
- raporturile de interdependenţă cu ştiinţele Pământului desfăşurate în condiţii climatice reci, dispuse spaţial (latitudinal şi altitudinal) conturează *sistemul glaciar* (sinonim într-o oarecare măsură cu *mediul glaciar)* (Grecu, 1997).

2. Raporturile cu alte ştiinţe

Hidrologia include glaciologia ca o subdiviziune aparte. Se pune accent pe condiţiile formării şi topirii gheţii în contextul ciclului apă-gheaţă-apă. Se urmăreşte îndeaproape care sunt raporturile dintre gheţari şi râuri (debite, variaţia nivelului), lacuri (mod de alimentare), ape subterane (alimentare, îngheţare). Hidrologii, ca şi glaciologii, intră adânc în mecanismele complexe ale reîngheţului, topirii şi evaporării.

Oceanografia şi glaciologia privesc gheaţa în concordanţă cu scopul general al cercetării. Oceanografii vizează în primul rând deplasarea gheţii în condiţiile date de dinamica oceanică şi temperatură, în timp ce glaciologii studiază apariţia şi evoluţia gheţii de mare, rezistenţa mecanică etc. (Romanescu, 1997).

Meteorologia se ocupă mai ales cu studiul precipitaţiilor solide (zăpadă, grindină, polei).

Geofizica vizează prospectarea gheţii în adâncime.

Geomorfologia vizează studiul formelor de relief care rezultă prin eroziune şi depunere glaciară.

3.Istoricul cercetărilor

Strabon este primul învăţat care semnalează existenţa gheţarilor şi prezenţa unei stratificaţii în secţiunea lor transversală.

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

Primele observaţii ştiinţifice datează din sec. al XVIII-lea şi aparţin lui Horace Benedict de Saussure (1740-1799), Scheuchzer, Bordier, Altman ş.a. cu referiri la curgerea glaciară. Se emit ipoteze ce privesc cauzele mişcării gheţarilor: împingeri provocate de apa reînghețată (mărirea volumului) de la baza gheţarului (Scheuchzer, 1705); alunecării pe un pat stâncos sub impulsul propriei greutăţi (Altman, 1751; Saussure, 1779) etc.

În 1773 Bordier observă deformarea plastică a gheţii. Deformările experimentale au fost făcute de Thompson abia în 1849. Forel (1882) vede mărirea cristalului de gheaţă ca fiind efectul reînghețării peliculelor lichide care îl înconjoară.

Prima încercare de explicare a legii mecanicii fluidelor vâscoase o efectuează Weinberg (1906). Orowan (1948) a expus pentru prima dată teoria matematică a corpului perfect plastic care a fost aplicată şi gheţii, prin aceasta explicându-se clar curgerea acestui solid.

Primele măsurători asupra vitezei gheţarilor au fost efectuate de Huji (1827-1836) pe morena mediană Unteraagletscher. Observaţii asupra grosimii gheţarilor sunt efectuate de Agassiz, Valott, Hess, Bluemke etc. la sfârşitul sec. al XIX-lea. Hans Mothes a utilizat pentru prima dată un seismograf mecanic pe gheţarii din Alpi (1926-1929).

Explorarea regiunilor polare (Antarctida şi Antarctica) a avut ca scop şi cercetarea gheţurilor polare. Printre cei mai importanţi cercetători se pot număra: Peary (1819-1827), John şi James Ross (1829-1833), John Franklin (1819, 1845), McClure (1849), Nansen (1893-1896), Weyprecht (1882-1883), Querain (1912), Koch şi Wegener (1913), Wegener, Brockamp şi Sorge (1930), Amundsen (1911), Scott (1912), Adrien de Gérlache, Emil Racoviţă ş.a. (1897-1899).

În anii din urmă cercetările se fac separat sau în comun, mai ales în cadrul unor programe internaţionale (Programul Polar al Ştiinţelor Pământului).

În dezvoltarea glaciologiei se pot desprinde mai multe etape:

- sfârşitul sec. al XVIII-lea – prima jumătate a sec. al XIX-lea (cercetări izolate);
- a doua jumătate a sec. al XIX-lea – prima jumătate a sec. al XX-lea (apariţia organismelor internaţionale, aplicarea unor legi, cunoştinţe şi tehnici din alte domenii, cercetarea gheţarilor polari);
- perioada de după 1950-1960 (specializări extrem de înguste, desprinderea unor domenii de cercetare).

Există şi o Societate Internaţională de Glaciologie (International Glaciological Society) cu sediul în Anglia şi o multitudine de comitete în diferite ţări.

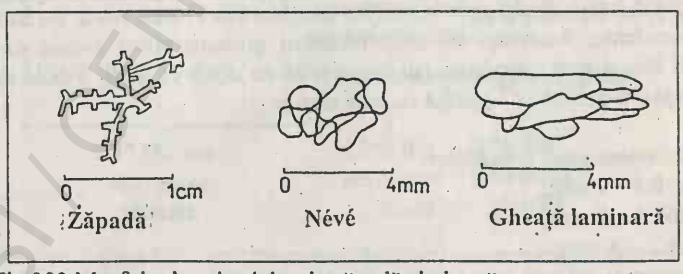


Fig.393 Morfologia cristalelor de zăpadă şi gheaţă

4. Geneza zăpezii şi principalele proprietăţi

4.a.Proprietăţile fizice

Zăpada este o consecinţă a condensării vaporilor de apă la temperaturi situate sub 0°C. Ea rezultă dintr-o "sedimentare" subaeriană a cristalelor de apă ("gheaţă sedimentară").

BCU IAŞI CENTRALĂ UNIVERSITARĂ
R.S.U. „M. EMINESCU" IAŞI
BIBLIOTECA GEOLOGIE-GEOGRAFIE

4.a.1.Structura moleculară este cristalină. Forma şi mărimea moleculelor sunt foarte variate. Cristalizează în sistem hexagonal (fig.393).

Norii de gheaţă sunt situaţi la altitudini de peste 8.000-9.000m. Norii situaţi la cele mai mari înălţimi se prezintă sub formă lamelară sau fibre subţiri cu aspect mătăsos (cirus).

Structura moleculară a zăpezii este strâns legată de particularităţile atmosferei şi de stadiul de diageneză a cristalelor de zăpadă (Grecu, 1997).

Cristalele de zăpadă pot căpăta mai multe forme, grupate în general în 10 tipuri: ace, cupe, coloane şi prisme, stele, plachete, dendrite, agregate neregulate, măzăriche, ploaie îngheţată, grindină.

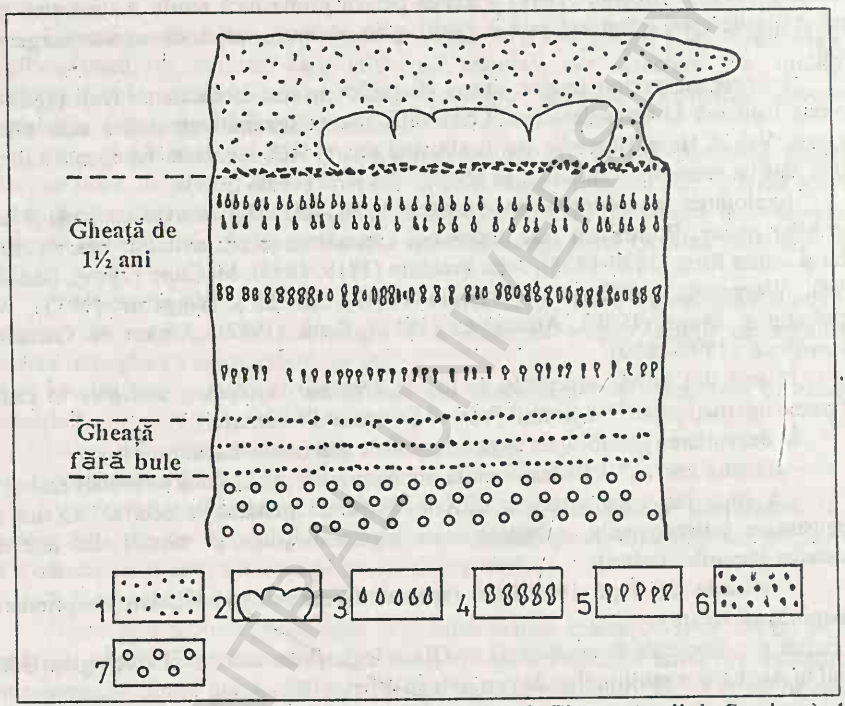


Fig.394 Secţiune într-o gheaţă rece la 4100m alt. (Nevada Flores, Anzii de Santiago): 1-névé-ul iernii precedente; 2-cavităţi datorate încălzirii grohotişurilor; 3-bule de aer cu coada îndreptată în sus; 4-bule cilindrice sau clepsidrice cu două cavităţi; 5-bule de aer cu coada îndreptată în jos; 6-grohotiş; 7-gheaţă cu bule sferice

4.a.2.Dimensiunea cristalelor:

- fine: 0.5 – 1 mm;
- medii: 1 – 2 mm;
- mari: 2 – 4 mm;
- foarte mari: >4 mm (pot atinge şi 8 – 10 mm).

Precipitaţiile se formează în momentul când temperatura unor mase de aer scade sub punctul de condensare. Viteza de scădere a temperaturii poartă denumirea de gradient adiabatic şi are valori diferite:

- 0,6°C/100m diferenţă de nivel când vaporii de apă se condensează (gradient adiabatic umed sau gradient adiabatic de saturaţie);

- 1°C/100m diferență de nivel când nu se produce condensarea (gradient adiabatic uscat).

La temperaturi de 0°C, când căderea se produce pe timp calm, cristalele au timp de creștere și fulgii pot avea dimensiuni mari.

4.a.3.Densitatea zăpezii depinde de porozitate. După căderea zăpezii densitatea variază în funcție de stadiul de diageneză:

- zăpada pudroasă proaspătă: 0,06 – 0,08;
- zăpada de două zile, pe pantă: 0,2;
- zăpada dinaintea iernii: 0,5 – 0,6;
- zăpada de avalanșă: 0,8.

De regulă densitatea zăpezii variază de la 0,1 la 0,8.

4.a.4.Densitatea gheții are valoarea de 0,91. Proporția de aer din zăpadă poate atinge valoarea de 90%.

4.a.5.Permeabilitatea în aer a zăpezii este ridicată. Aerul poate circula aproape liber.

4.a.6.Conținutul în apă poate atinge proporții de 40% din volumul zăpezii căzute și 75% din greutatea sa.

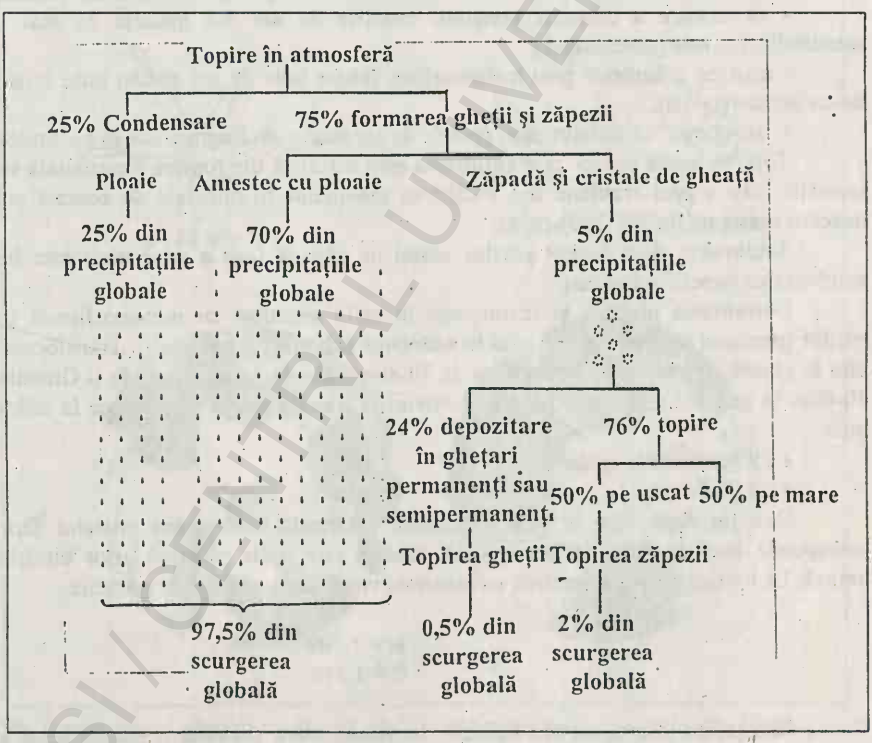


Fig.395 „Cascada" zăpezii (formare-topire)

4.a.7.Conductibilitatea termică este slabă datorită cantității mari de aer.

4.b. Proprietățile mecanice

Proprietățile mecanice depind de temperatura sa. Proprietatea elastică o atinge zăpada la temperaturi joase.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

4.b.1.Plasticitatea permite glisarea straturilor.

4.b.2.Rezistența la rupere este cu atât mai slabă cu cât grăunții sunt mai mari. Rezistența la rupere scade în condițiile unor temperaturi ridicate.

4.b.3.Tasarea permite transformarea zăpezii în névé și mai apoi în gheață (fig.394).

Névé-ul este constituit dintr-o zăpadă puternic consolidată (zăpada iernii precedente care nu s-a topit în timpul verii). Névé-ul are o densitate de cca. 0,6. Densitatea care se atinge în mod normal într-un an, în Munții Alpi, se poate realiza abia în 35-50 de ani în Groenlanda.

Diageneza are la bază expulzarea aerului conținut între grăunții zăpezii (Tricart, Cailleux, 1962):

- topirea locală sub efectul insolației;
- sublimarea de-a lungul porilor masei de zăpadă: firn;
- deformarea plastică și rearanjarea în solid a cristalelor.

Transformarea zăpezii în gheață, prin compresiune, se poate realiza prin mai multe procedee (Kinosita, 1962):

- o simplă sudare a grăunțelor de gheață prin topire;
- ca urmare a presiunii au loc: simple apropieri, sudură prin topire, deplasarea grăunțelor, recristalizare completă, deformare plastică cu apariția unor planuri de alunecare;
- ca urmare a creșterii presiunii canalele de aer din grăunțe nu mai comunică (recristalizarea este generalizată);
- mărirea grăunțelor prin metamorfism (unele bule de aer rămân între cristale, altele devin intracristaline);
- "zdrobirea" cristalelor mari (bulele de aer mari sunt fragmentate în bule mici).

Topirea locală are loc prin infiltrarea apei rezultată din topirea superficială sub efectul insolației sau a apei rezultate din încălzirea grăunțelor în punctele de contact sub efectul mișcării maselor (fig.395,396).

Sublimarea de-a lungul porilor masei de zăpadă (sau a névé-ului) este însoțită de condensarea vaporilor rezultați.

Deformarea plastică și rearanjarea în solid seamănă cu metamorfismul general al rocilor (procesul se produce mai ales în adâncime sub efectul presiunii). Transformarea névé-ului în gheață se produce la adâncimea de 70-80m adâncime în Antarctida și Groenlanda și la 30-40m în ghețarii temperați. În cadrul circurilor transformarea se produce la adâncimi mai mici.

4.c.Proprietățile optice

4.c.1.Refracția

Direcția după care o rază luminoasă polarizată traversează cristalul fără alterare corespunde axei de simetrie hexagonală. Gheața este optic pozitivă, ușor birefringentă și uniaxă. La lumină naturală prezintă următoarele valori ale indicelui de refracție:

$$\omega = 1{,}309$$
$$\epsilon = 1{,}310.$$

Gheața, ca și apa, nu are culoare; în volum mare prezintă o ușoară tentă albăstrui-verzuie cu luciu sticlos.

4.c.2.Termoluminiscența

Reprezintă proprietatea gheții de a înmagazina energia în rețea și a o restitui sub formă de radiație de încălzire.

Gheața este de 1.000 ori mai puțin luminiscentă decât calciul.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Curba de luminiscență este intensitatea luminiscenței în funcție de temperatură și prezintă un vârf ascuțit la valoarea de –190°C (A) și un vârf larg la –140°C (B); raportul B/A depinde de tipul gheții și prezintă următoarele valori:

- névé tasat – 1;
- gheață în contact cu roca – 3,12;
- gheață la presiunea de 60 kg/cm^2 – 17,0.

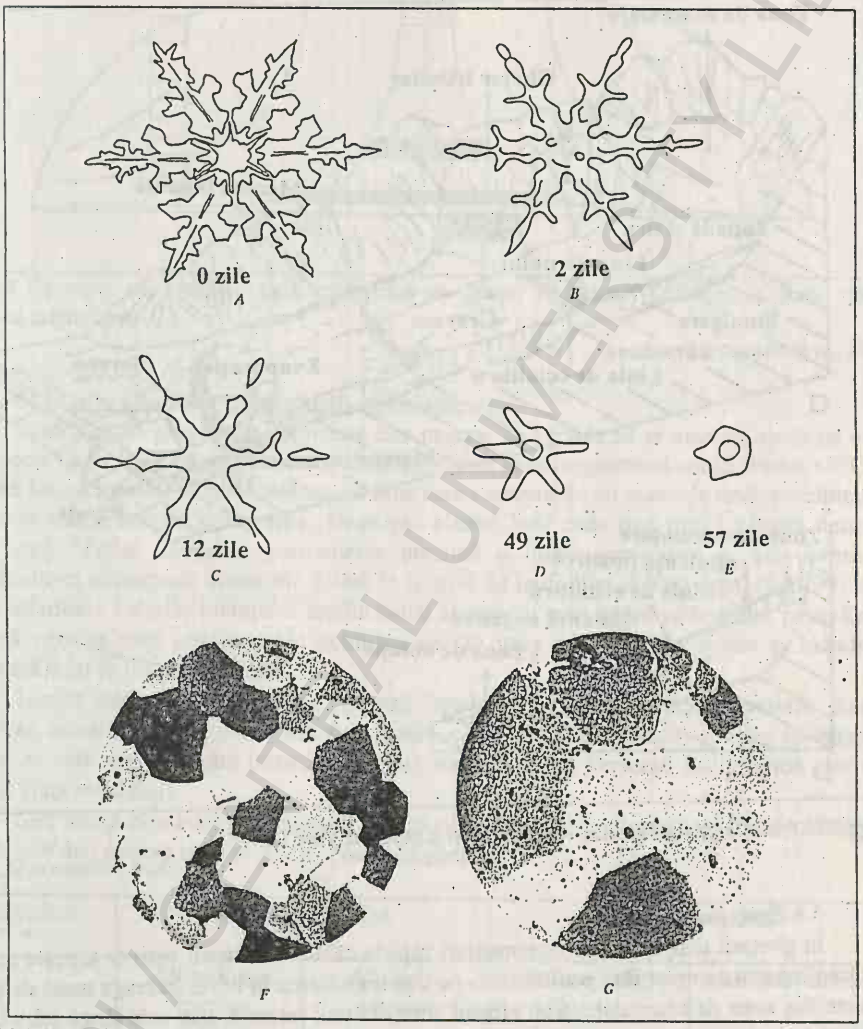


Fig.396 Transformare zăpezii în gheață: A-E – transformarea zăpezii în gheață; F-gheață de firn; G-gheață de ghețar

5. Structura ghețarului

5.a.Zona de alimentare

Ca urmare a faptului că zăpada căzută în timpul iernii nu se topește în întregime, rezultă o stratificare succesivă: la suprafață zăpada căzută în anul respectiv; zăpada anului

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

precedent; névé-uri din ce în ce mai evoluate (30-40m în Alpi, 100m în inlandsis-uri) (fig.397a).

Stratificarea névé-ului, de regulă, prezintă de la câțiva centimetri până la 1m, este relativ regulată. Stratificările din regiunile temperate sunt subliniate de pături foarte subțiri de praf care s-a depus în timpul verilor.

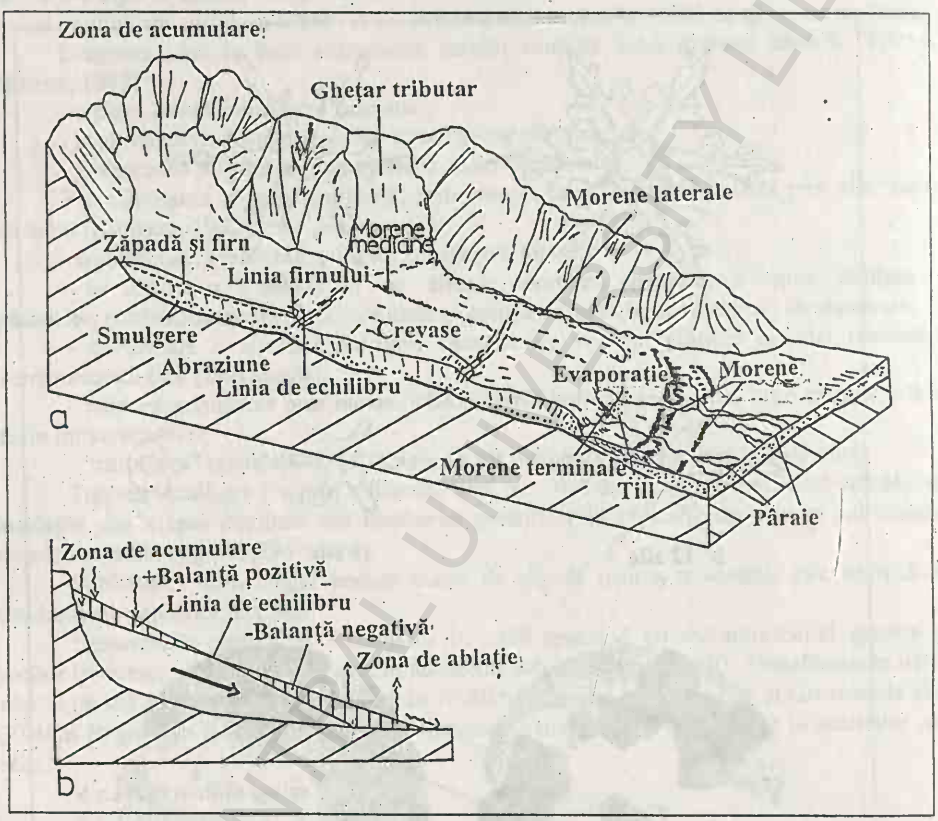


Fig.397 Ablația ghețarilor din Alaska (a) și a celor de vale (b)

după Williams et al., 1994

5.b.Zona de ablație

În ghețarii temperați sau intermediari zăpada căzută în timpul verii se topește aproape în întregime sau complet fără posibilitatea de a se transforma în névé. Întreaga masă de gheață provine din zona de acumulare. Sub efectul compresiunii laterale, mai ales lângă stânci, când patul se îngustează, i-au naștere brazde longitudinale; când predomină tracțiunea se produc crevase (mai ales când gheața depășește un prag) (fig.397b).

Topirea este mai rapidă la contactul cu rocile unde gheața se subțiază în timp ce profilul transversal al limbii capătă o alură convexă. Textura se modifică odată cu structura: grăunțele au tendința de a se lungi și întinde în lungul curgerii.

BCU ALEXANDRU IOAN CUZA UNIVERSITY LIBRARY

Pentru ghețarii de calotă situația se prezintă oarecum diferit. Zona de acumulare se suprapune peste sectorul unde cad precipitațiile solide, în timp ce zona de ablație ocupă o poziție periferică (fig.398).

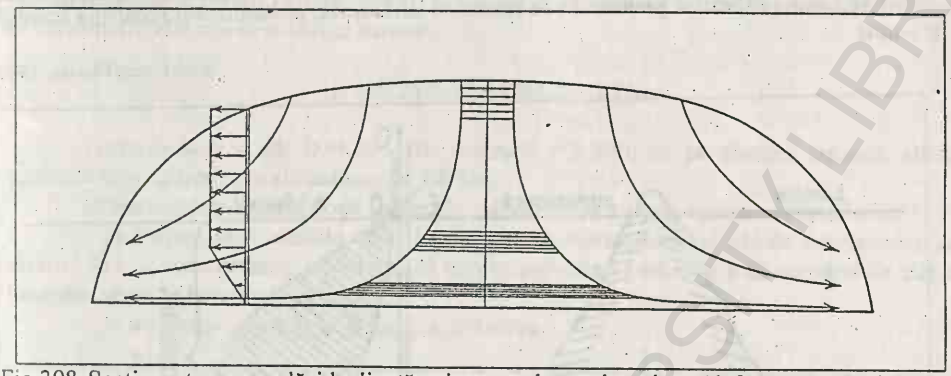


Fig.398 Secțiune transversală idealizată printr-un ghețar de calotă (deformarea gheții crește odată cu adâncimea

după Dansgaard et al., 1969

6. Limita zăpezilor permanente (persistente)

Pentru ca un ghețar să se formeze este necesar ca zăpada să se mențină de la un an la altul; acest lucru nu se poate petrece decât în condițiile unei temperaturi medii situate <0°C. În realitate linia zăpezilor permanente este o linie care corespunde cu punctele unde precipitațiile lichide și solide sunt în competiție. Deasupra acestei linii cade mai multă zăpadă decât se poate topi. "Zona" zăpezilor permanente prezintă o limită superioară și alta inferioară (amplitudinea altimetrică dintre ele diferă în funcție de latitudine și altitudine) (fig.399). Sub limita inferioară valorile bilanțului mediu anual al zăpezii sunt negative în timp; peste limita maximă acestea sunt pozitive. Un echilibru relativ între precipitațiile solide și lichide se realizează doar la limita inferioară.

Limita zăpezilor permanente variază totodată și în timp suferind variații diurne, sezoniere, anuale etc. Ea poate varia și în spațiu, chiar în cadrul aceluiași masiv: pe versanții nordici ea este mai coborâtă (dosul muntelui) comparativ cu versanții sudici unde este mai ridicată (fața muntelui).

Sub limita zăpezilor permanente, la capătul fiecărei limbi glaciare, se formează cursuri de apă care dau naștere unor râuri cu izvoare în ghețari.

Latitudine °	Emisfera nordică		Emisfera sudică	
	Altitudinea medie m	Altitudini extreme m	Altitudinea medie M	Altitudini extreme m
0 – 10	4.600	4.500-4.600	5.000	4.500-5.800
10 – 20	4.600	4.600-4.700	5.600	5.000-6.100
20 – 30	5.300	4.900-6.000	5.100	4.700-6.100
30 – 40	4.300	3.500-6.100	3.000	1.600-4.500
40 – 50	3.000	1.400-4.300	1.500	700-2.200

BCU BUCUREȘTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

50 – 60	2.050	800-3.200	800	500-1.200
60 –70	1.100	550-2.300	-	-
70 – 80 - 90	550	300-1.000	-	-

Tabel 48 Limita zăpezilor persistente în raport cu latitudinea, altitudinea şi repartiţia uscatului şi a apei

după Grecu Florina, 1997

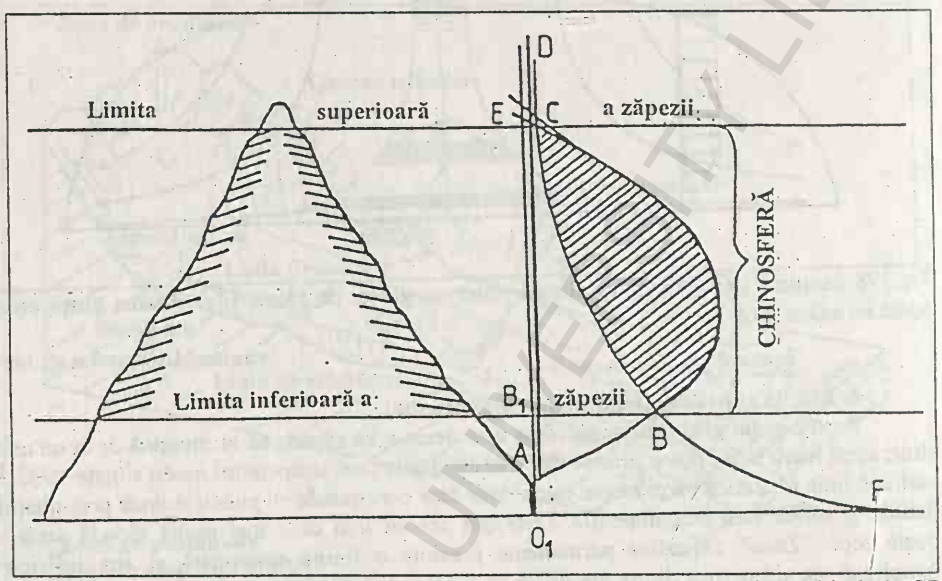


Fig.399 Chinosfera şi limitele zăpezilor: ABC-curba de acumulare la diferite înălţimi; FBCD-curba de ablaţie la diferite înălţimi

după Şumski citat de Markov, 1957

Limita zăpezilor permanente reprezintă un prag geografic foarte important deoarece deasupra se află domeniul gheţarilor (criosfera) şi dedesubt domeniul apelor curgătoare. În acest scop se mai utilizează şi denumirea de *nivel de glaciaţie* (Östrem, 1964). Izochinele sunt liniile care unesc punctele cu aceeaşi altitudine a limitei zăpezilor, situate deasupra nivelului mării.

7.Reacţia glaciaţiei în funcţie de climat

Noţiunea de nivel de glaciaţie presupune, făcând abstracţie de factorii topografici locali, că precipitaţiile şi ablaţia dintr-o regiune dată sunt în funcţie de altitudine; în realitate ele depind de prezenţa şi întinderea gheţarilor: glaciaţia se refortifică într-un climat favorabil. Nu trebuie uitat faptul că pe un gheţar ablaţia este redusă (Lliboutry, 1965).

Slabele căderi de zăpadă care se topesc atunci când cad pe un sol cald nu se pot topi pe un gheţar care are temperatura de 0^0C. O ninsoare care a format un strat de zăpadă de 50-80 cm, în anul 1957, pe gheţarul Altai, s-a topit în 3 zile pe solul cald şi în 20 zile pe suprafaţa gheţarului (Tronov, citat de Lliboutry, 1965).

Pe de altă parte prezenţa unui gheţar provoacă, în climatul temperat, formarea unei pelicule de aer rece la suprafaţa sa. Această peliculă, care se scurge spre aval, dă naştere unei brize reci, desfăşurate pe o înălţime redusă, cunoscută sub numele de vânt catabatic. Un gheţar modifică local climatul în aşa fel încât el să poată rezista.

BCU CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Ca urmare a variației climatului limita zăpezilor persistente coboară și gheţarii se desfăşoară doar pe unele vârfuri izolate. Pe aceşti gheţari limita unde ablația egalează acumularea se stabileşte mult mai jos. Pentru anii 1891-1949 s-a stabilit numărul mediu de zile cu ninsoare la Davos (Zingg, 1949), în funcție de altitudine. Dacă Z reprezintă altitudinea în hectometri, el a pus în evidență formula:

$$D = 0{,}2425\ Z^2 + 0{,}94\ Z + 85{,}8.$$

Formula în sine dă: D = 365 zile pentru Z = 3.200; or, pe gheţarii regiunii, ablația egalează acumularea spre altitudinea de 2.800m.

În acest caz se disting două limite altitudinale unde ablația egalează acumularea:

- pe un *sol nud*: aceasta ar fi *limita superioară a mantalei nivale intermitente* sau *nivelul 365* (termen rusesc); se determină prin extrapolarea curbei care dă numărul de zile cu ninsoare pe an în funcție de altitudine;
- pe un *gheţar*: aceasta ar fi *linia de echilibru*.

Regiunea	Nivelul 365 H_2 (m)	Linia de echilibru H_1 (m)	H_1-H_2	Numărul de zile cu zăpadă, pe an, la alt. H_1
Franz Joseph	300	300	0	365
Novaia Zemlea	600	350	-250	213
Ural	1.700	1.000	-700	215
Sountar-Khayat	2.900	2.300	-600	290
Kodar (versant nordic)	3.300	2.300	-1.000	255
Kondhatka	3.500	1.850	-1.650	200
Altai (valori medii)	3.350	2.700	-650	293
Altau Djungaria				
Versant nordic	4.200	3.400	-800	295
Versant sudic	4.200	3.800	-400	330
Tian Şan				
Nord	4.500	3.200	-1.300	260
Sud	4.500	3.700	-800	300
Caucaz	4.300	3.500	-800	295
Pamir				
sud-est	5.400	4.000	-1.400	270
vest	5.400	5.000	-400	320
Alpii orientali (Zingg)	3.200	2.800	-400	302

Tabel 49 Diferite valori specifice cotei H_2 a "nivelului 365" și pentru cota H_1 a liniei de echilibru cunoscută sub numele de "limita zăpezilor"

după Malinovsky citat de Touchinsky, 1960

Coeficientul nivometric reprezintă raportul dintre precipitațiile sub formă de zăpadă și precipitațiile totale. Acesta variază între 0 și 1 (în Alpi este 0 la <200m și 1 spre 3.400m alt.).

BCU ASTRA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

8. Grosimea şi durata stratului de zăpadă

8.a.Grosimea (înălţimea) este grosimea zăpezii proaspete măsurată la sfârşitul fiecărei ninsori sau la sfârşitul unei perioade de 24 de ore.

La Cercul Polar de Nord grosimea stratului de zăpadă nu depăşeşte 1m în Eurasia şi 1-2m în America de Nord.

Grosimea stratului de zăpadă depinde de mai mulţi factori printre care: latitudinea, altitudinea, expunerea reliefului faţă de circulaţia generală a atmosferei, declivitatea versanţilor, extinderea suprafeţelor de uscat şi de apă etc.

În Antarctida grosimea stratului de zăpadă nu ţine cont de altitudinea sistemelor montane ci de umiditatea aerului ca urmare a maselor de aer oceanice. În Alpi grosimea stratului este diferită: 42cm la Grenoble (220m), 9,60cm la Chamonix (1.430m), etc.; la 3.000m poate atinge 11m. Gradientul nivometric este de 4-4,5mm/m în cadrul masivelor din jurul depresiunii Grenoble-Chartreuse.

8.b.Durata stratului de zăpadă nu se confundă cu zăpezile permanenţe. Numărul zilelor cu strat de zăpadă creşte de la Ecuator spre cei doi poli şi odată cu altitudinea. În nordul Asiei şi Canadei stratul de zăpadă persistă mai mult de 300 zile/an. În Munţii Carpaţi zăpada poate persista peste 200 zile/an în locurile adăpostite (văi) sau la altitudini mari (Vf.Omu – 235 zile/an).

9. Repartiţia actuală a zăpezilor şi gheţarilor

Căderile de zăpadă şi formarea gheţarilor diferă, mai mult sau mai puţin, în ceea ce priveşte locul de formare şi repartiţie. Dacă zăpezile cad pe aproape toată întinderea Globului, gheţarii sunt localizaţi numai în anumite locuri cu caracteristici stricte. În timp ce zăpezile pot acoperi cca.80% din suprafaţa Pământului, gheţarii se limitează doar la cca. 11% (Corbel, 1962).

Schoumsky P.A. (1957) estimează că, în funcţie de anotimpuri, între 30-50% din suprafaţa Terrei este acoperită de zăpezi şi gheţari; în acest caz este vorba doar de zone unde covorul de zăpadă este adesea de scurtă durată.

Dacă se fac referiri doar la regiunile care deţin un covor de zăpadă ce poate dura până la 6 luni, suprafaţa de zăpadă estimată (pe continente) se reduce doar la 20-25%.

Zăpada reprezintă doar 5-10% din cantitatea de precipitaţii ce cade pe Terra; cu toate acestea importanţa ei este capitală. Dacă în momentul căderii zăpada se topeşte imediat, diferenţa faţă de ploaie este minimă; dacă ea se acumulează pe sol se schimbă total condiţiile.

Întinderile de zăpadă, într-o manieră spectrală, metamorfozează solul. Hărţile montane ale Norvegiei, Austriei, Elveţiei sau Franţei disting şi separă rute ale iernii şi rute specifice verilor.

Chiar şi în cazul în care mantaua albă este de scurtă durată efectele sale morfologice se fac simţite. Zăpada modifică mai ales regimul hidrologic prin punerea în rezervă a precipitaţiilor. În momentul topirii se produc revărsări care nu au de-a face cu ploile momentului.

Morfologic, suprafaţa topografică poate fi modelată şi ca urmare a manifestării violente a avalanşelor: pudroasă; a unei plachete de zăpadă; a unui strat de zăpadă umedă etc.

Este o strânsă legătură între existenţa zăpezilor, valoarea temperaturii, a precipitaţiilor şi orientarea versanţilor; la acestea se adaugă, cu valoare de postulat, latitudinea (fig.400).

În locurile unde zăpezile se menţin pe tot parcursul anului ele se transformă, încetul cu încetul, în gheaţă; în acest moment intervin şi schimbări foarte importante în ceea ce priveşte morfologia peisajului. Sistemul de eroziune este complet bulversat deoarece gheţarii constituie organisme complet originale. Un gheţar se poate extinde destul de departe de zona

sa de formare, aceasta depinzând în mod esențial de alimentarea prin intermediul zăpezilor (Cailleux, Tricart, 1953).

Factorul cel mai important pentru formarea ghețarilor este reprezentat de temperatură. Sunt necesare temperaturi negative pentru ca zăpada să se formeze și să persiste la nivelul solului. De obicei temperatura zăpezii variază între 0°-2,5°C; temperatura gheții însă, se apropie de temperatura medie anuală a aerului cu un maxim evident la 0°C. Temperatura din cadrul limbilor glaciare alpine se limitează la 0°C. Trebuie reținut faptul că temperatura de 0°C nu reprezintă o lege generală. Temperatura existentă în sectoarele cu inlandsis și gheață polară variază între –10°C sau -20°-50°C.

În urma analizării unui bogat material de specialitate se poate contura un tabel cu ghețarii existenți la ora actuală pe Terra. Ei sunt reprezentați de asemenea și de temperaturile specifice. Repartiția este făcută în funcție de regiunile climatice.

99% din cei 15.260.000 km^2 sunt reprezentați de gheață cu temperaturi foarte scăzute. În afara regiunilor polare și subpolare ghețurile zonelor semicalde și calde (44.800 km^2) sunt cu puțin mai extinse decât cele aflate la latitudini medii (49.800 km^2). Practic, ghețarii sunt răspândiți în domeniile climatice reci (ghețarii de calotă) și domeniile montane (ghețarii montani).

În cadrul zonelor de la latitudini medii sectoarele terminale ale ghețarilor de vale nu ocupă decât o foarte mică suprafață. Aceste zone sunt cele mai cercetate de către geomorfologi.

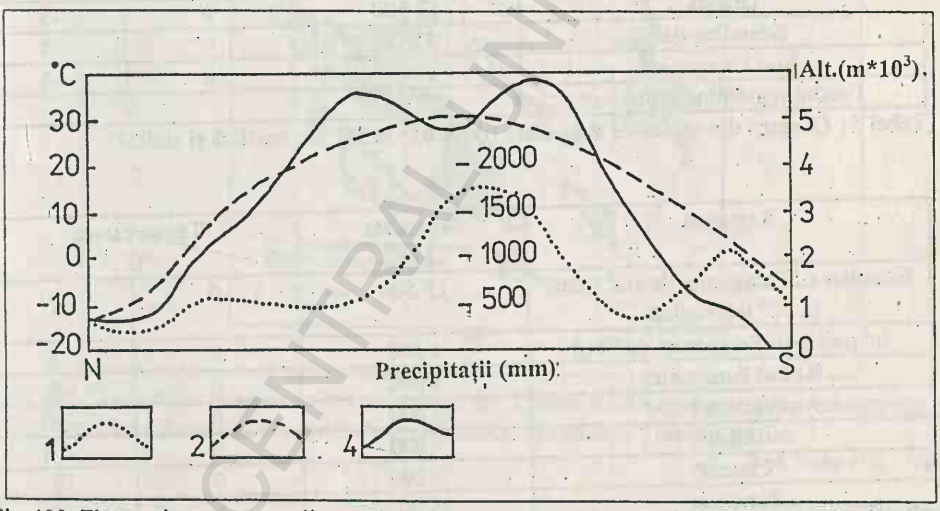


Fig.400 Fluctuația temperaturii, precipitațiilor și limita zăpezilor permanente în funcție de latitudine: 1-precipitații medii; 2-temperatura medie; 3-limita regională a zăpezilor permanente

după Paschinger, 1912

Regiunea	Suprafața km^2	Temperatura °C	
Antarctida	13.000.000	-40	-50
Inlandsis-ul Groenlandez	1.726.000	-15	-20

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Restul Groenlandei	76.000	-15	0
Ellesmere – Axel Heiberg	100.000	-15	-20
Svalbard (Spitsberg)	58.000	-15	-10
Baffin – Bylot	42.000	-15	-10
Arhipelagul Franz Joseph	16.000	-10	-20
Severnaia Zemlea	16.000	-10	-20
Novaia Zemlea și restul arctic rusesc	23.500	-10	-15
Insula Devon	16.000	-10	-15
Alaska arctică	1.000	-8	-10
Laponia și Jan Mayen	3.300	0	-5
Totalul regiunilor polare	15.077.800		

Tabel 50 Ghețarii din regiunile polare (de la 65° la 90° lat. nordică și sudică, inclusiv zona sud-groenlandeză)

Regiunea	Suprafața km^2	Temperatura °C	
Alaska – Aleutine	51.000	0	-10
Vest Canada	18.000	-5	-10
Siberia – Kamtceatka	900	-5	-10
Islanda	12.500	0	-5
Scandinavia	3.200	0	-5
Sud Patagonia	2.000	0	-5
Totalul regiunilor subpolare	87.600		

Tabel 51 Ghețarii din regiunile subpolare (de la 65° la 55° lat. nordică și sudică)

Regiunea	Suprafața km^2	Temperatura °C	
Inlandsis-ul Patagoniei de sud (până la 52° lat. sudică)	13.500	0	-10
Inlandsis-ul Patagoniei de nord	4.400	0	-5
Restul Patagoniei	4.000	0	-5
America de Nord	3.000	0	-10
Alpii	3.000	0	-10
Caucaz	2.200	0	-5
Tian-Șan	15.000	0	-5
Saian – Saourski – Altai și alți munți din Asia	700	0	-5
Insulele australe (Kerguelen etc.)	3.000	0	-5
Noua Zeelandă	1.000	0	-2
Totalul regiunilor de la latitudini medii	49.800		

Tabel 52 Ghețarii din regiunile latitudinilor medii (între 40° - 50° lat. nordică și sudică)

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

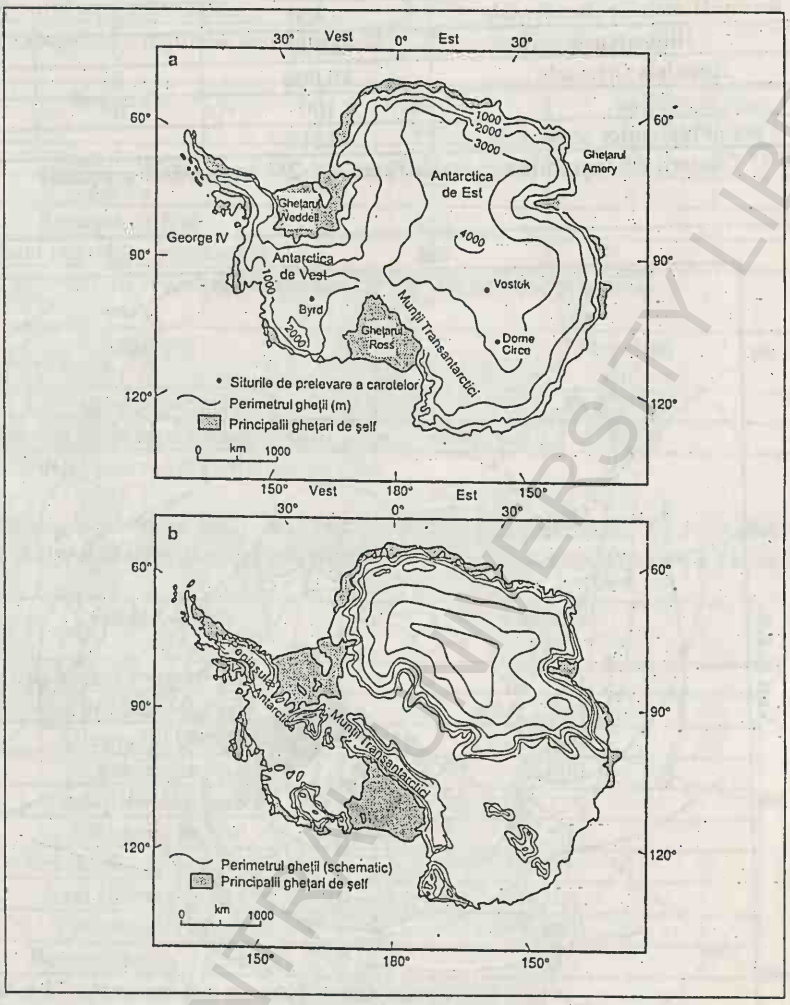


Fig.401 Topografia actualei calote antarctice (a) şi fosta calotă est-antarctică, reconstituită pe baza fosilelor marine din blocurile de argilă Sirius, din Munţii Transantarctici

după Webb et al., 1984

Regiunea	Suprafaţa km^2	Temperatura °C	
Anzii de Santiago	1.350	0	-5
Restul Americii de Sud	450	0	-5
America de Nord	1.000	0	-5
Pamir – Altai (Rusia)	9.280	0	-5
Nan-Shan (China)	1.260	0	-5
Restul Chinei (Mentagh etc.)	2.000	0	-5
Karakorum	13.660	0	-5

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Restul Himalaiei Occidentale	1.400	0	-5
Hindu Kush	2.000	0	-5
Himalaia Orientală	10.000	0	-5
Iran	100	0	-5
Totalul regiunilor semicalde	42.500		

Tabel 53 Gheţarii din regiunile semicalde (între 40°-25° lat. nordică şi sudică)

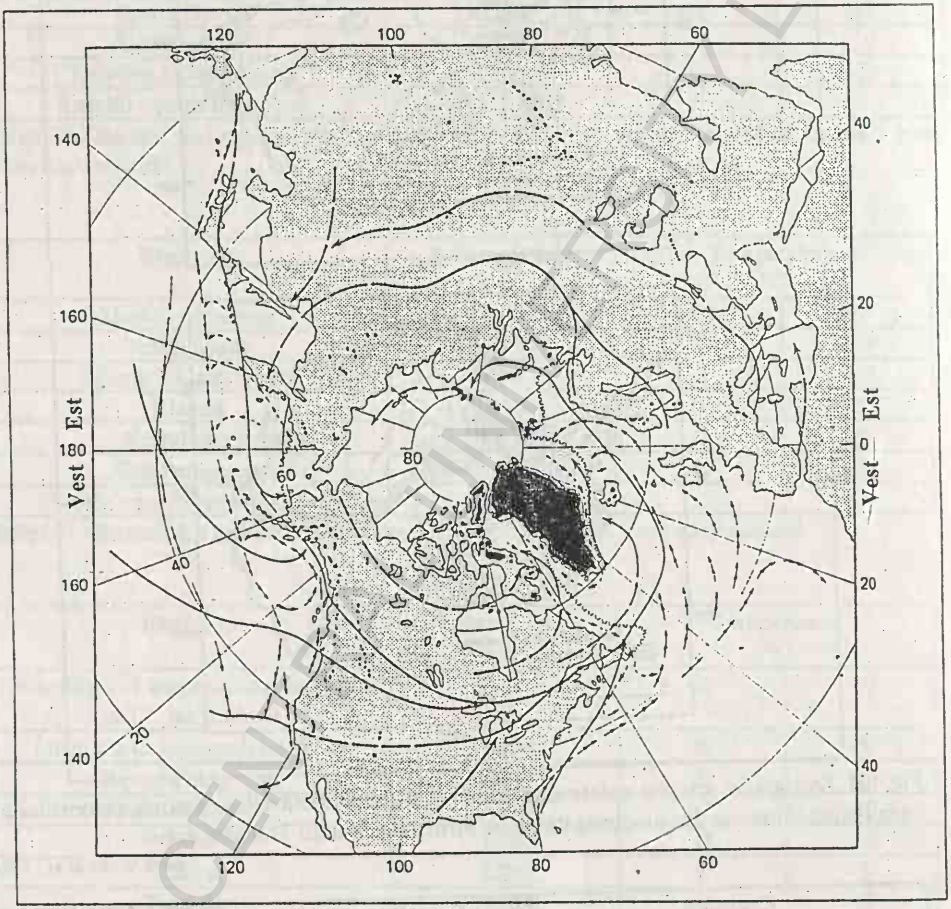


Fig.402 Răspândirea gheţarilor actuali în emisfera nordică

după Flint, 1971

Regiunea	Suprafaţa km^2	Temperatura °C	
America de Nord	500	0	-5
Cordiliera Blanca şi Cordiliera Huayhuach (Peru)	1.000	0	-5
Restul Americii de Sud	500	0	-5

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

Totalul regiunilor calde	2.000		

Tabel 54 Gheţarii din regiunile calde (între 25° - 5° lat. nordică şi sudică)

Regiunea	Suprafaţa km^2	Temperatura °C	
Noua Guinee	15	0	-
Africa	30	0	-
America de Sud	150	0	-
Totalul regiunilor ecuatoriale	295		

Tabel 55 Gheţarii din regiunea ecuatorială (5° - 5° lat. nordică şi sudică)

Regiunea	Suprafaţa km^2
Totalul Terrei	15.260.000
Fără cele două mari inlandsis-uri	534.000

Tabel 56 Totalul general al gheţarilor pe Glob

Pe lângă cele două mari inlandsis-uri existente în Antarctida (fig.401) şi Groenlanda mai sunt şi alte suprafeţe de acest gen răspândite pe mai toată suprafaţa rece a Terrei (fig.402).

Regiunea	Suprafaţa km^2
Ellesmerul de Nord (Canada)	25.640
Ellesmerul Central	22.000
Ellesmerul Oriental	21.000
Ellesmerul de Sud	20.000
Insula Devon (Canada)	15.125
Patagonia de Sud	13.500
Terre du Nord-Est (Svalbard)	11.000
Axel Heiberg (Canada)	9.300
Vatnajökull (Islanda)	8.800
Barnes (Baffin – Canada)	6.050

Tabel 57 Inlandsisu-rile cu caracter secundar

Deşi separate de zeci de kilometri aceste inlandsis-uri pot fi considerate ca un mare ansamblu de gheaţă care însumează o suprafaţă impresionantă.

Regiunea	Suprafaţa km^2
Ellesmere (Inlandsis)	93.000
(cu gheţarii vecini)	116.000
Svalbard (Inlandisis)	32.000
(cu gheţarii vecini)	58.000
Patagonia (Inlandsis)	8.000
(cu gheţarii vecini)	25.000

Tabel 58 Ansamblul inlandsis-urilor cu caracter secundar

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cele trei grupe de ghețari mai înainte amintite (Ellesmere, Svalbard, Patagonia) formează aproape jumătate din suprafața înghețată a Terrei (în afara grupului Antarctida – Groenlanda).

Dacă se au în vedere întinderile mantalei de zăpadă ce persistă timp de 4 luni pe an se ajunge la o suprafață dublă comparativ cu precedenta.

Regiunea	Suprafața Zăpadă km^2	Suprafața Ghețari km^2	%
C.S.I., Asia de Nord	8.000.000	16.500	0,2
C.S.I., Europa de Nord	2.000.000	43.000	2,1
Scandinavia	500.000	64.300	13
Alpi	100.000	3.000	3
Groenlanda	2.200.000	1.880.000	85,4
Canada	6.100.000	166.000	2,7
Alaska	1.700.000	52.000	3
America de Sud	300.000	25.000	8
Diverse zone din Emisfera Nordică	200.000	-	-
Diverse zone din Emisfera Sudică	100.000	-	-
Antarctida	13.500.000	13.000.000	96,3
Total	34.700.000	-	-

Tabel 59 Suprafața totală a zăpezilor și ghețarilor

Se poate remarca că în C.S.I. și Canada suprafețele înzăpezite diferă foarte mult de cele ocupate de gheață. Climatele introduc numeroase diferențe pentru diversele tipuri de zăpadă.

10. Repartiția cuaternară a zăpezilor și ghețarilor

Ca urmare a unor studii recente, pe lângă cele vechi, s-a conturat, într-o oarecare măsură, o hartă a extinderii maxime pe care au avut-o ghețarii în perioada cuaternară (fig.403).

Regiunea	Suprafața km^2
Antarctida	14.300.000
America, la sud de 35° lat. sudică	900.000
Diverse insule la sud de 35° lat. sudică	60.000
Total la sud de 35° lat. sudică	15.260.000

Tabel 60 Extinderea maximă a ghețarilor la sud de 35° lat. sudică

Regiunea	Suprafața km^2
Groenlanda	2.500.000
Inlandsis-ul Laurențian	13.200.000
Vestul Americii de Nord	2.500.000
Diverse zone din America de Nord	100.000

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

Total America de Nord	18.300.000

Tabel 61 Extinderea maximă a gheţarilor în America de Nord

Regiunea	Suprafaţa km^2
Inlandsis-ul Barents	1.800.000
Total Europa Arctică	1.800.000

Tabel 62 Extinderea maximă a gheţarilor în Europa Arctică

Regiunea	Suprafaţa km^2
Islanda, Faer Oer	300.000
Inlandsis-ul Scandinav de Vest	2.500.000
Total Europa de Vest	2.800.000

Tabel 63 Extinderea maximă a gheţarilor din Europa de Vest

Regiunea	Suprafaţa km^2
Inlandsis-ul Scandinav de Est	5.000.000
Total Europa de Est	5.000.000

Tabel 64 Extinderea maximă a gheţarilor din Europa de Est

Regiunea	Suprafaţa km^2
Alpii	150.000
Diverse zone din Europa Centrală şi Meridională	100.000
Total Europa Centrală şi Meridională	150.000

Tabel 65 Extinderea maximă a gheţarilor din Europa Centrală şi Meridională

Regiunea	Suprafaţa km^2
Siberia Septentrională	2.600.000
Asia Centrală, Himalaia	1.600.000
Diverse zone din Asia	150.000

Tabel 66 Extinderea maximă a gheţarilor din unele zone asiatice

Regiunea	Suprafaţa km^2
America Centrală, America de Sud (până la 35° lat. sudică)	14.000
Africa	2.000
Oceania	7.000
Totalul zonei calde	23.000

Tabel 67 Extinderea maximă a gheţarilor din zona caldă

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Gheţurile cuaternare însumau, în total, o suprafaţă de 43.783.000 km^2, adică de trei ori mai mare ca extinderea actuală a gheţarilor.

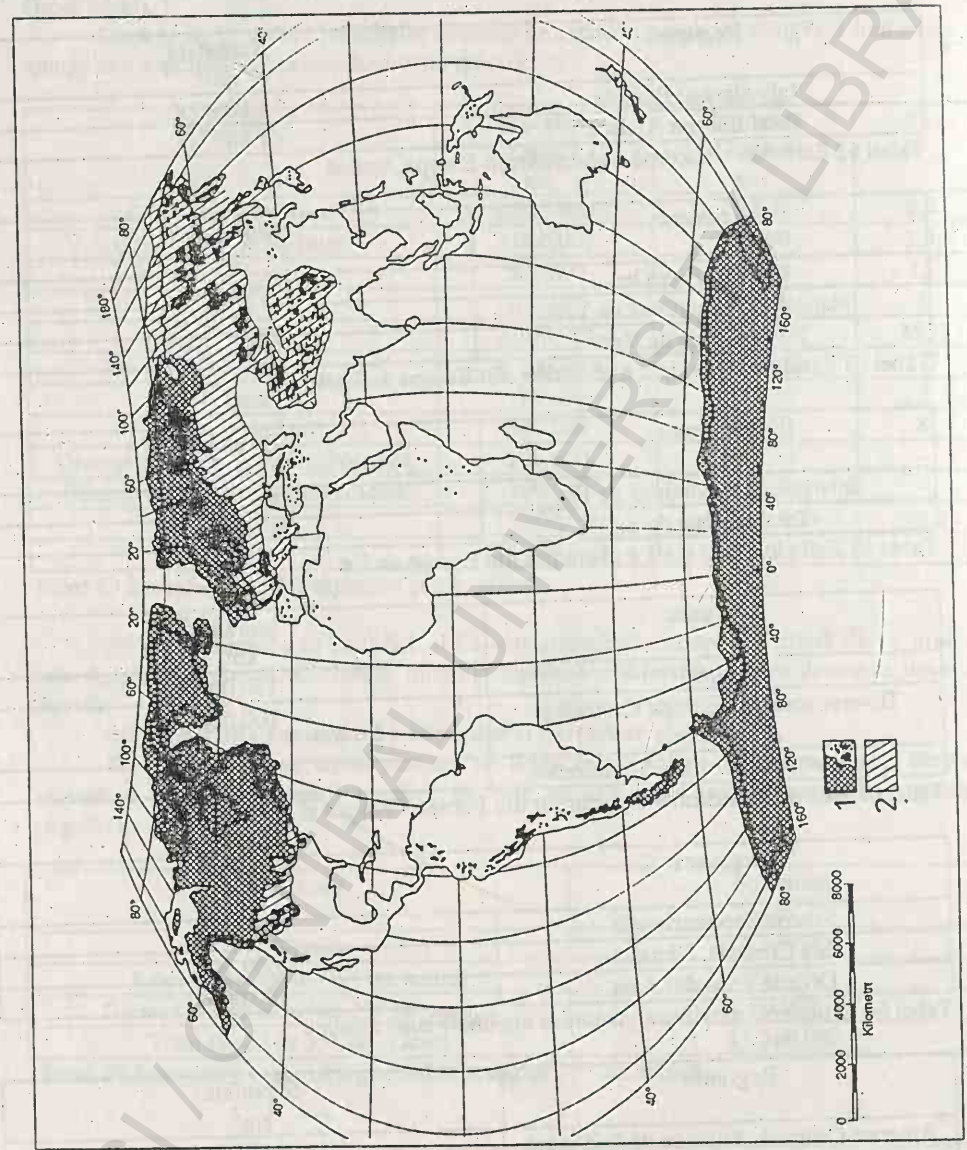


Fig.403 Extinderea gheţarilor în perioada Wisconsin târziu – Weichsel: 1-limita maximă a gheţarilor de calotă în perioada Wisconsin târziu-Weichsel; 2-extinderea permafrostului în aceeaşi perioadă

după Williams et al., 1994

Reculul enorm al gheţarilor din Alpi sau Scandinavia nu s-a generalizat peste tot. Amploarea diferenţelor regionale este diferită în multe locuri de pe Terra:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- la sud de 40° lat. sudică; actualmente se mai mențin doar 85% din ghețarii cuaternari (dacă se elimină Antarctida proporția scade doar la 7%);
- în zona caldă se mai găsesc doar 10% din ghețarii cuaternari;
- în America de Nord 12%;
- în zona Barents 7%;
- în vestul Eurasiei proporția este infimă: 0,6% pentru Europa de Vest, 2% pentru Alpi și Caucaz, 0,6% în Siberia Septentrională, 0,002% în Europa de Est.

Extinderea vechilor ghețari depășește cu mult regiunile bine înzăpezite existente astăzi.

11. Erele glaciare vechi

Noțiunea de eră Cuaternară a căpătat o foarte antropomorfizată formă; ea răspunde în principal la considerații ce se referă la apariția omului și a strămoșilor săi direcți. În aceeași măsură ea reprezintă și instalarea marilor instabilități climatice care s-au soldat cu apariția glaciațiilor și perioadelor interglaciare.

Printre urmele inexplicabile descoperite de geologi se pot cita și erele glaciare de pe supercontinentul primitiv Gondwana. Primele descoperiri ale acestor amprente au fost făcute de britanicul Blanford în India. Studiul său s-a oprit asupra unui soclu stâncos puternic striat de către ghețari. Păturile de pietre astfel marcate au căpătat denumirea de tilite. Surprinzător este faptul că aceste pietre se găsesc în mijlocul pădurii tropicale din sudul Indiei, într-un teren care este datat ca aparținând Carboniferului sau începutul Permianului (cca.280 – 300 mil. ani în urmă). Blanford și-a anunțat descoperirea abia după ce un ecleziast a făcut o constatarea asemănătoare în Australia. Cercetările ulterioare au pus în evidență urme similare în Africa de Sud, America de Sud și Antarctida.

Din punct de vedere climatic existența tilitelor Permo-Carbonifere ridică anumite probleme: o parte din ele se găsesc în apropierea ecuatorului, or ghețarii de câmpie nu pot apărea la aceste latitudini; dacă se elimină ipoteza derivei continentelor nu se poate înțelege procesul de distribuție a acestor elemente. Prin urmare trebuie presupusă existența unei ere glaciare vechi în cursul căreia calota glaciară acoperea în totalitate emisfera sudică; în același moment emisfera nordică era acaparată de climatul tropical cu mări calde, populate de corali. Misterele pot fi explicate doar cu ajutorul derivei continentelor.

Cu timpul au fost descoperite și alte mărturii ale vechilor ghețari: în Tasmania Occidentală s-au găsit mărturii a trei glaciații succesive (eocambriene – cca.600 mil. ani în urmă; permo-carbonifere – 300 mil. ani în urmă; cuaternare – 1,8 mil.-17.000 ani în urmă). Erele glaciare au fost cu mult mai numeroase decât cele enumerate. În Sahara s-a identificat o glaciație veche de 450 mil. ani. Se crede că perioadele de intensă răcire au ocupat aproape 10% din timpul geologic scurs.

Geologii, alături de astronomi, au formulat numeroase ipoteze care să explice formarea calotelor glaciare și a ghețarilor. Galaxia în care se găsește Sistemul Solar (Calea Lactee) efectuează o mișcare în jurul axei sale în timp de 300 mil. ani. Când Soarele și planetele trec prin apropierea unui intens câmp gravitațional (ce aparține unei grămezi de stele care poartă denumirea de "Norii lui Magelan") suportă, mai mult sau mai puțin, efectul acestui câmp. Pe Terra apar maree de mare intensitate care modifică bilanțul termic marin și în consecință climatul. Apar premisele răcirii climei, formării ghețarilor și coborârii nivelului Oceanului Planetar. S-a invocat de asemenea și faptul că Soarele și planetele sale trec prin norii de praf intergalactic și se diminuează fluxul razelor solare. Glaciațiile pot fi și cauza derivei continentelor; în acest caz rolul esențial este deținut de ocean. Când circulația generală a maselor de aer, dintre ecuator și ținuturile polare, se efectuează în condiții bune, Terra trăiește o fază interglaciară temperată. Când, în funcție de poziția continentelor, schimbările dintre regiunile calde și reci ale mării nu se fac în cele mai bune condiții, clima suportă schimbări.

Geologii, geofizicienii şi astronomii sunt de acord în a afirma că glaciaţiile depind de două elemente esenţiale: mişcarea de rotaţie a galaxiei şi echilibrul hidrostatic al oceanelor (Drăgan et al., 1989).

În Europa Centrală şi Septentrională, în Canada şi Statele Unite ale Americii, s-au găsit urmele unor glaciaţii. Blocurile eratice existente în aceste locuri nu au fost transportate de Potopul lui Noe ci de giganticele limbi glaciare.

Perioadele glaciare cuaternare s-au soldat cu formarea unor enorme calote glaciare deasupra Antarctidei şi Arcticii. Cantitatea de apă evaporată şi transformată în gheaţă a fost echivalată cu cea care a determinat scăderea nivelului general al mărilor cu cca.100-200m în decursul perioadelor reci (fig.404).

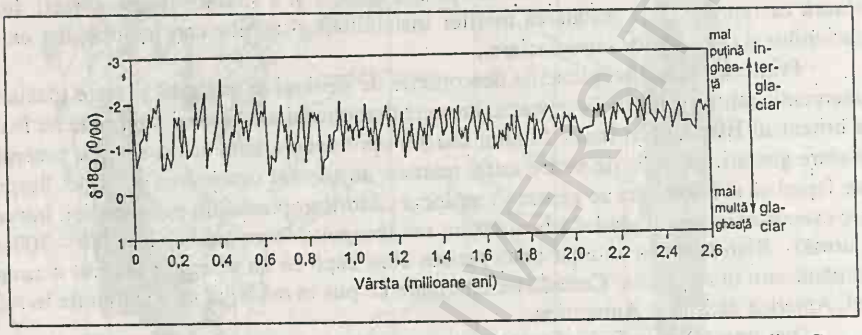


Fig.404 Înregistrarea fluctuaţiilor de temperatură şi volumului de gheaţă din Cuaternar, efectuată pe baza izotopului de oxigen din carota oceanică ODP 677. Pentru cea mai mare parte din ultimul milion de ani, ciclul glaciar-interglaciar dominant a avut o periodicitate de aproximativ 100000 ani

după Shackleton et al., 1990

Actualmente, pentru a se declanşa o glaciaţie, este suficient ca temperatura medie a Terrei să scadă cu cca.5°C. Scăderea temperaturii se poate datora derivei continentelor, migraţiei polilor, fazelor solare active, trecerea braţului Galaxiei Calea Lactee prin apropierea centurilor de atracţie "Norii lui Magellan", existenţa în spaţiul galactic a norilor de praf stelari pe care Soarele şi planetele sale trebuie să-i traverseze ocazional şi care de fapt absorb radiaţiile etc.; la toate acestea se poate adăuga şi influenţa exercitată de om.

Misterul erelor glaciare a fost definitiv rezolvat în cursul anilor 1830-1840. În timpul perioadelor glaciare nivelul mării ar fi mai scăzut şi mai ridicat în perioadele interglaciare. Volumul de gheaţă implicat în fiecare proces glaciar se ridică la cca.40 mil.km^3. La punctul culminant al avansării gheţarilor nivelul oceanului ar fi inferior celui actual cu 100m. În timpul ultimei glaciaţii care s-a produs cu cca.17.000 ani în urmă mările au fost mai joase cu 160m. Dragajele efectuate pe platformele continentale au arătat că la aceste adâncimi s-au găsit fosile de animale marine care normal trăiesc la limita litoralului.

Actualmente nivelul Oceanului Planetar creşte cu 1-2mm/an; această creştere a nivelului ar corespunde cu topirea a 400 mld.m^3 de gheaţă. Principala zonă de regresie glaciară pare a fi situată în extremitatea occidentală a Antarctidei.

Chiar şi în timpul perioadelor glaciare nivelul oceanelor poate varia considerabil. În 1886 geologul austriac Edward Suess afirma că într-o anumită epocă nivelul Mării Mediterane s-ar fi ridicat cu mai multe sute de metri şi apele sale ar fi inundat o mare parte a Europei Centrale. Afirmaţia se baza pe faptul că a descoperit urmele unei vechi faleze, precum şi a

unor linii de litoral marin, în apropiere de Viena şi Bavaria. Suess presupunea că asemenea ridicări marine pot fi provocate de acumulările de sedimente fluviale pe fundul oceanelor, şi că, din contra, prin diminuarea înălţimii mărilor se explică subsidenţa acestor "deşeuri", adică prin dispariţia lor în subasmentul mărilor. Fluctuaţiile nivelului marin au fost considerate de autor ca fiind "eustatice" în cazul în care nu sunt legate de fenomenele glaciare.

Berlinezul Helmut Valentin propune alţi termeni: "glacio-eustatism" - variaţiile nivelului mării datorate fenomenelor glaciare ; "sedimento-eustatism" - variaţiile provocate de umplerea bazinelor oceanice; "tectono-eustatism" - alte modificări ale nivelului marin imputabile mişcărilor provenite din adâncurile scoarţei terestre. De remarcat faptul că glacio-eustatismul este însoţit de un schimb al volumului global de ape, în timp ce perioadele celelalte păstrează un volum de apă constant.

În cursul ultimilor ani s-au făcut descoperiri foarte importante în ceea ce priveşte expansiunea fundurilor oceanice. Când, într-o anumită regiune a Oceanului Planetar, se desfăşoară o expansiune rapidă a fundului se constată şi o creştere a fluxului de căldură venit din interiorul Pământului. În acest caz scoarţa oceanică se reîncălzeşte, se dilată şi în consecinţă nivelul mării se ridică. Când expansiunea fundului oceanic încetineşte scoarţa oceanică se răceşte, se contractă şi nivelul mării scade.

În timpul Cretacicului mediu (cca.85 mil. ani în urmă) s-a produs o accelerare brutală a ritmului expansiunii fundurilor marine (de 10 ori mai mare ca cel de astăzi); în acest caz nivelul Oceanului Planetar s-a ridicat cu peste 300m faţă de cel actual. Evenimentul a avut repercusiuni considerabile asupra întregii planete. Marea cretacică a inundat câmpiile litorale şi a izolat o parte a microcontinentelor existente în acea vreme. Consecinţele cele mai catastrofale s-au repercutat asupra faunei şi florei terestre. Se estimează că în acea perioadă a dispărut cca.50% din populaţia dinozaurianã, cauză care a determinat de fapt şi declinul acestor reptile.

12. Gheţarii şi relieful derivat

Proveniţi din acumularea gheţii pe grosimi foarte mari, gheţarii sunt agenţi de transport originali şi eficace. Câmpul lor de activitate nu are extensiunea apelor curgătoare (doar 10% din suprafaţa continentelor se află sub influenţa lor).

Ca urmare a latitudinii, temperaturile foarte coborâte compensează slaba lor alimentare cu zăpadă; altitudinal însă, abundenţa zăpezii asigură preponderenţa lor în ciuda pierderilor masive ce decurg din topire.

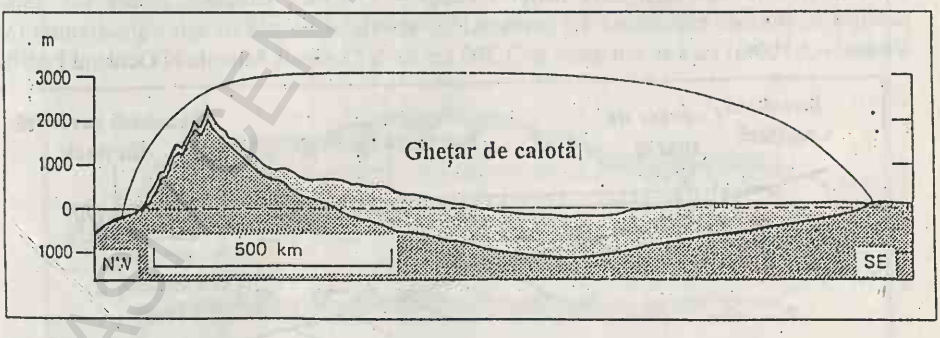


Fig.405 Profilul estimativ al gheţarului de calotă Sognefjord

după Robin, 1964

12.a. Tipurile de gheţari

Tipologia ghețarilor este pusă pe seama criteriilor morfologice, fizice sau dinamice. Geografii utilizează prima variantă deoarece se ia în considerare repartiția lor pe continente, locul ocupat de ei în peisaj și gradul de dependență al acestora în raport cu relieful subiacent. Prin urmare se disting două mari categorii de ghețari: regionali și locali.

12.a.1. Ghețarii regionali

Ghețarii regionali (inlandsis-urile – din limba norvegiană care înseamnă *gheața din interior)* caracterizează un tip de ghețar groenlandez în formă de cupolă cu profil larg convex (fig.405,406). Sunt răspândiți la latitudinile polare din cele două emisfere.

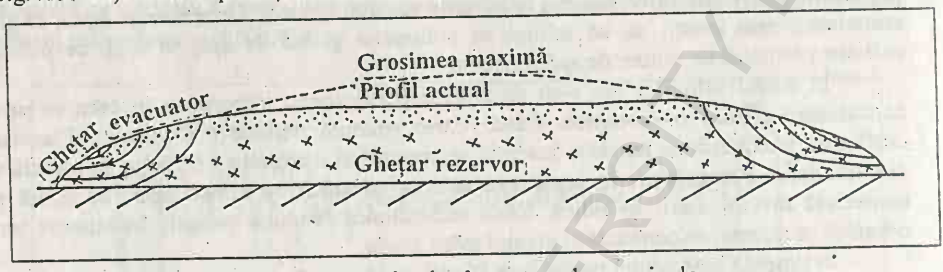


Fig.406 Mișcarea inlandsisului Groenlandez în sectoarele marginale

după Lliboutry, 1965

Prezintă dimensiuni gigantice. Cel mai vast, situat în Antarctida, se întinde pe 13,5 mil. km^2 și atinge 4.270m altitudine. Cel din Groenlanda prezintă 1,7 mil. km^2 și are 3.240m altitudine. Grosimea medie a primului este de 1.300-2.600m, în timp ce al doilea are 1.500m; valorile maxime ating 4.200m și respectiv 3.000m. Împreună, cele două calote glaciare reprezintă 97% din suprafața acoperită cu gheață a continentelor și 99% din volumul de gheață de pe Glob, sau 30 mil. km^3 de apă dulce, ceea ce echivalează cu 98% din apa dulce disponibilă.

Uniformitatea topografiei sub formă de dom a acestor enorme calote glaciare se datorează substratului stâncos pe care-l acoperă.

Inlandsis-ul austral acoperă peste 95% din continentul Antarctidei. El prezintă la vest un lanț înalt de pliseuri ce se găsesc în prelungirea Anzilor, precum și un scut oriental ce corespunde unui soclu precambrian. Cele mai înalte vârfuri a acestor morfostructuri și a vulcanilor, care încă mai sunt activi (Erebus – 3.743m), străpung gheața sub formă de nunatakuri (termen eschimos). La contactul lor aceștia jalonează munții transatlantici (Munții Vinson – 5.100m) care se alungesc pe 3.300 km de la Oceanul Atlantic la Oceanul Pacific.

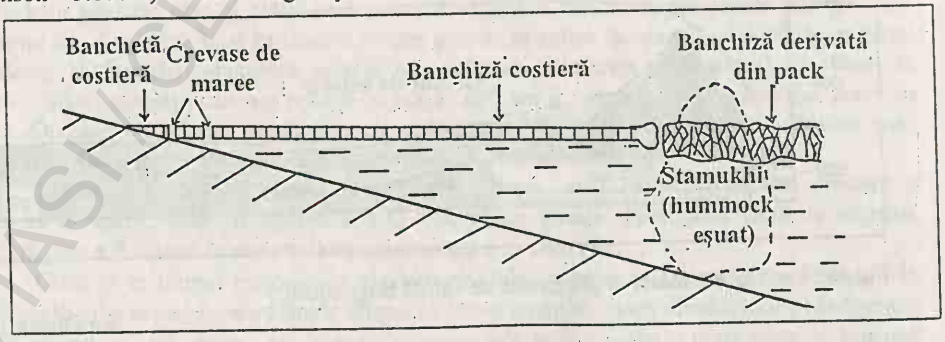


Fig.407 Gheață de mare în Arctica

după Lliboutry, 1965

Calota glaciară atinge aproape peste tot nivelul mării. Emisarii cei mai importanți avansează pe zeci de kilometri. Prin unirea lor se creează vaste platforme plutitoare, alimentate de căderi de zăpadă (Platforma Ross – 550.000 km^2). Ele se termină prin faleze de gheață de mari dimensiuni (Bariera Ross) de unde se desprind gigantice iceberguri (fig.407). Cel mai cunoscut ghețar plutitor, reperat în largul Antarctidei, atinge 350 km lungime.

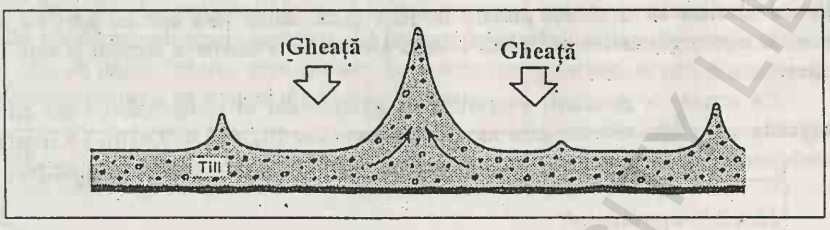


Fig.408 Modelul presiunii exercitate de gheață

după Hoppe, 1952

Inlandsis-ul groenlandez ocupă o cuvetă cu un fund mai puțin accidentat, înconjurat de o bordură montană înaltă. Circa 85% din masa continentală este acoperită de o calotă glaciară care prezintă două culminații separate prin "Col de Quervain". Pentru a atinge sectorul marginal gheața se mulează pe culoare largi dominate de nunatakuri care ajung la 4.000m în Groenlanda nord-orientală. Unele iceströmuri (din cuvântul norvegian *eisström* care semnifică *fluviu de gheață*) sunt gigantice: ghețarul Humboldt are o lungime de 700 km și 100 km lățime.

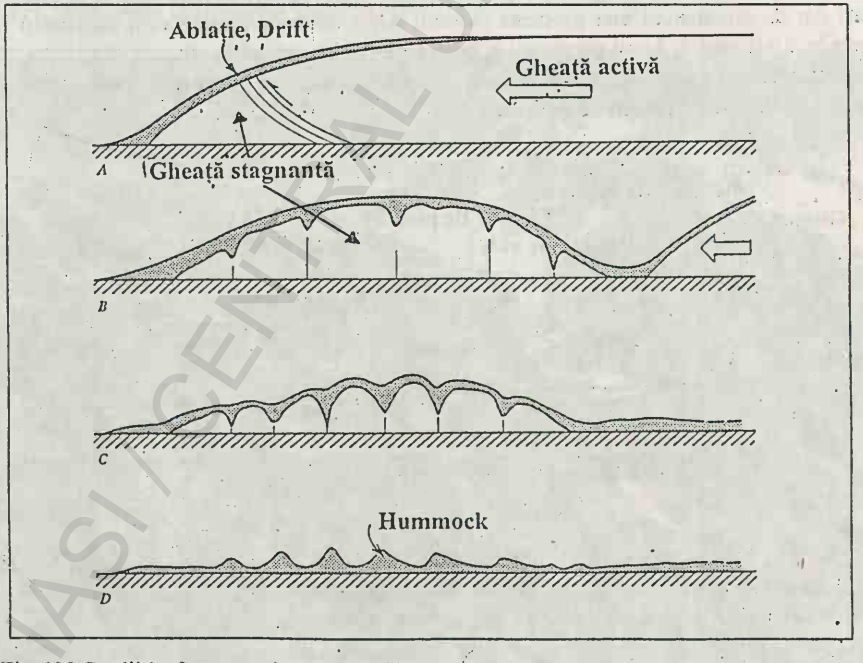


Fig.409 Stadii în formarea hummockurilor

după Flint, 1971

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ghețarii polari sunt alungiți spre punctele de topire unde ating o grosime apreciabilă. Cu temperaturi de –25° -40°C aceste aparate reci oferă particularități fizice originale. Fenomenele de îngheț-dezgheț, cu slabă activitate, sunt localizate mai ales la margini, ele antrenând, cu încetineală, transformarea zăpezii în gheață. Sunt acoperiți de névé-uri groase, împotriva unei alimentări limitate cu zăpadă și a vânturilor violente care exercită un balciaj eficace. Ablația, în general slabă, furnizează o mică cantitate de apă de fuziune, așa încât acțiunea glaciară se dezvoltă practic în stare pură, adică fără aportul apei curgătoare. Ca urmare a topirii ghețarilor de calotă nivelul Oceanului Planetar a crescut și este în continuă creștere.

Ca urmare a presiunii exercitate de ghețari, dar și a deplasării lente spre margini, topografia suprafeței terestre este modificată continuu (fig.408,409,410). La limita externă a inlandsisurilor își fac apariția o serie diversă de ghețari: de circ, de piemont, de platou, emisari etc.

12.a.2.Ghețarii locali

Ghețarii locali prezintă grosimi mult mai mici decât cei continentali (regionali). Sunt repartizați în munții tuturor continentelor, cu excepția Australiei. În funcție de această dispersare geografică și de gradul lor de dependență cu relieful, tipurile morfologice diferă de la un loc la altul.

Păstrând toate proporțiile, ghețarii de platou (din cuvântul norvegian *fjeld* care semnifică *munte*) se aseamănă cu inlandsis-urile ca urmare a relației lor de interdependență cu substratul stâncos. Cu toate că dimensiunile lor nu depășesc câteva zeci de kilometri ei se prezintă totuși sub formă de calotă, dominată uneori de nunatakuri. Din aceste aparate simple se prelungesc uneori limbi glaciare scurte. Sunt frecvenți în Alpii Scandinaviei, mai ales în Norvegia (ghețarul Hardangher). Tipul scandinav (norvegian) se regăsește și la altitudini mai mari dar cu dimensiuni mai modeste (Munții Alpi). În zonele aride sunt răspândiți în Sierra Nevada (California), Anzii peruvieni și bolivieni, Africa orientală etc.

Influența morfologică a reliefului se impune odată cu ghețarii de vale, configurația lor variind în funcție de gradul de dezvoltare.

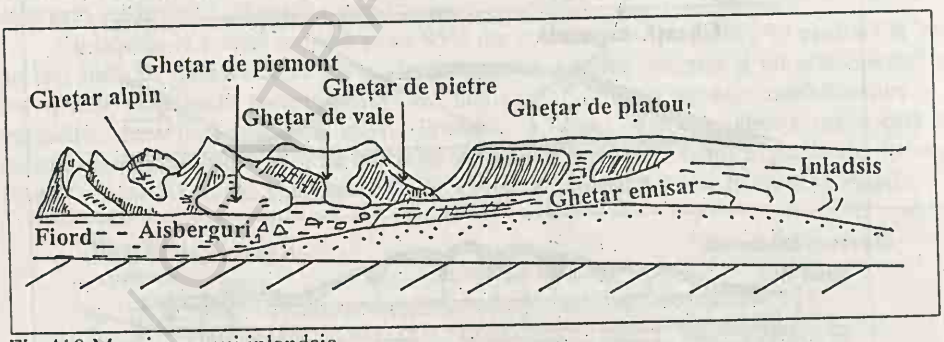


Fig.410 Marginea unui inlandsis

după Lliboutry, 1965

Tipul alpin corespunde celui mai clasic ghețar de acest gen. În amonte el prezintă un organ colector reprezentat de o arie de alimentare acoperită cu névé. Acesta din urmă se localizează, uneori, într-un circ cu pereții abrupți care se ridică deasupra unei crevase de mari dimensiuni, marginale, cunoscută sub denumirea de rimaye; ea este deschisă între gheața care se prinde de pereți și cea aflată în mișcare (fig.411). Din acest punct începe limba glaciară care se insinuează pe o vale ce reușește să o umple mai mult sau mai puțin. Ea constituie

organul difuzor care asigură evacuarea gheții și reprezintă aria de ablație. Panta sa rămâne puternică până la frontul lobului terminal.

Convexitatea profilului transversal provine din intensificarea topirii provocate de căldura degajată de versanții învecinați. Gheţarul este brăzdat de numeroase crevase. Cele longitudinale se deschid în zonele de îngustare ale văii ca urmare a bombării masei de gheață. Cele transversale se dezvoltă la rupturile de pantă; ele pot fi intersectate de unele spărturi perpendiculare. Fracturarea gheții în tablă de șah provoacă apariția seracurilor care reprezintă turnuri de gheață sau piramide rezultate din intersectarea crăpăturilor. Crevasele oblice fac cu peretele văii un unghi deschis spre amonte. La aceste neregularități se mai adaugă și crestele create de compresiunea exercitată din interiorul gheții.

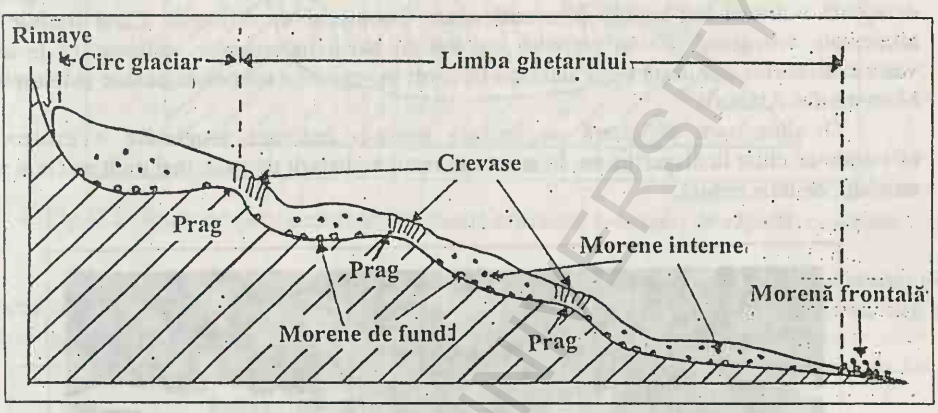


Fig.411 Elementele unui gheţar alpin

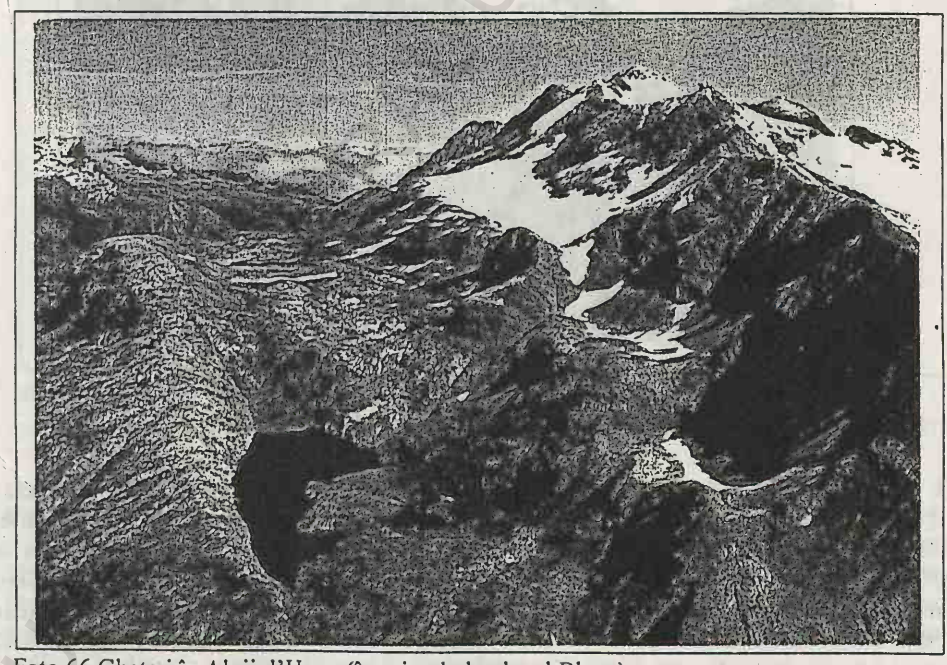


Foto 66 Gheţari în Alpii d'Huez (în primul plan lacul Blanc)

Tipul alpin, simplu sau compus, în funcție de confluența mai multor limbi sau încălecarea lor, caracterizează munții înalți cu denivelări puternice, situați cu mult deasupra liniei zăpezilor permanente (Alpi, Stâncoși, Munții Asiei Centrale etc.). Sunt răspândiți totodată și în masivele joase de la latitudini subpolare (Spitsbergul Occidental).

În funcție de circumstanțe, dimensiunile lor variază mult: Fedchenko (Pamir) 77 km, Inyltschek (Tian-Shan) 80 km, Hubbard (Alaska) 120 km și cu doar 33 km Aletsch (Alpi).

Ca urmare a alimentării cu zăpadă se disting mai multe variante ale ghețarilor alpini. Supraabundența alimentării creează tipuri hipertrofiate. Colectorii se sudează unii cu alții și limbile debordează peste praguri. Când ghețarii se alipesc ca urmare a unei deversări a gheții peste creste (transfluențe) dau naștere unui tip reticulat de ghețari anastomozați. Dacă ghețarul detașează o limbă într-o vale adiacentă apare fenomenul de difluență. Când limbile bine alimentate debușează într-un piemont sau într-un bazin intramontan, etalarea lor în loburi vaste coalescente definește tipul alaskian frecvent în regiunile subpolare umede (Malaspina și Morvine din Alaska).

O alimentare deficitară se traduce printr-o reducere progresivă a difuzorului, asistându-se chiar la dispariția sa. În acest caz rezultă ghețarii de vale, mai mult sau mai puțin atrofiați, de talie redusă.

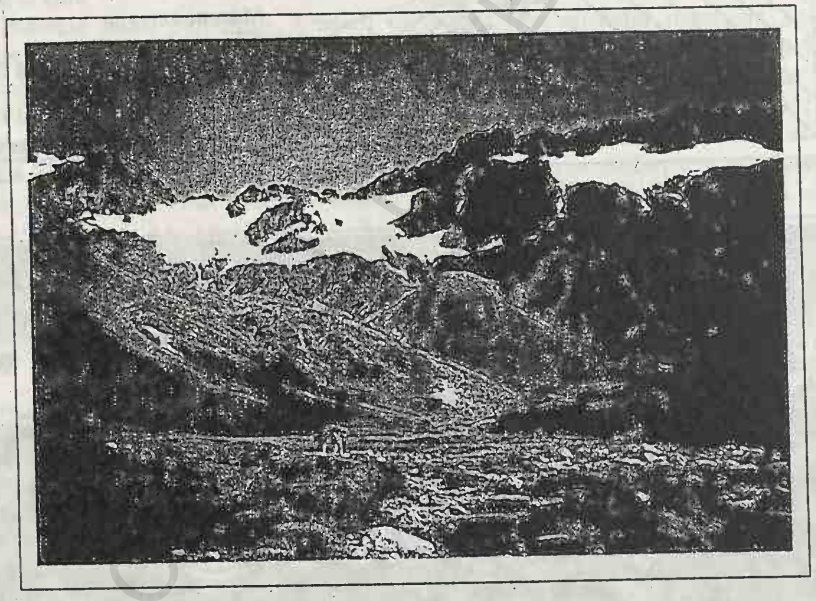


Foto 67 Ghețarul Martiall din Anzii sudici (tip pirinean)

Foto Gh.Romanescu

La tipul pirineean ghețarul se cantonează într-o vale laterală sau se localizează în întregime într-un circ (Pirinei, Alpi etc.). Ghețarii pirineeni suspendați se termină uneori printr-o faleză (Tour din Mont Blanc) (foto 66) și o cascadă de gheață. Cei cu talia cea mai redusă sunt sub forma unor cornuri glaciare îngrămădite în cavități situate la adăpostul pereților. La limita lor inferioară ajung la dimensiunea unor simple pături de gheață. Aceste tipuri rudimentare reprezintă forme reziduale localizate la marginea limitei zăpezilor

permanente. Ele supraviețuiesc ca urmare a unei expoziții favorabile supraalimentării cu zăpadă sau contrară topirii (foto 67, fig.412).

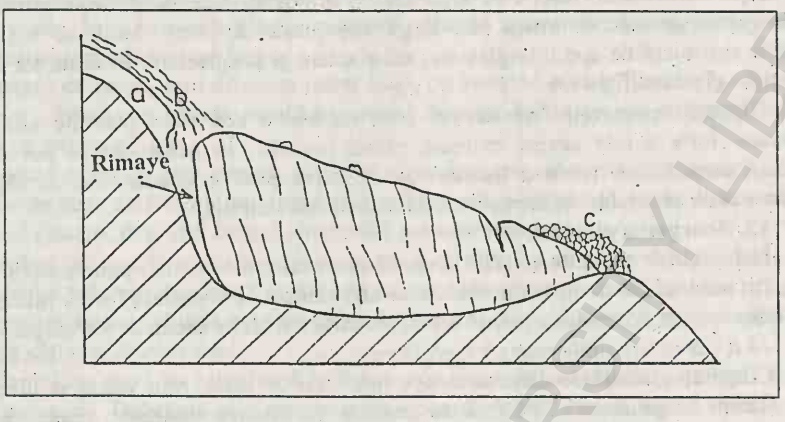


Fig.412 Ghețar de circ: a-zăpadă sau gheață aderentă; b-curgeri de zăpadă; c-morene

Ghețarii alpini mai sunt cunoscuți și sub denumirea de *ghețari de vale*. La rândul lor, aceștia cuprind două categorii: alpini propriu-ziși și himalaieni. Ghețarii himalaieni, față de cei alpini, nu prezintă circ.

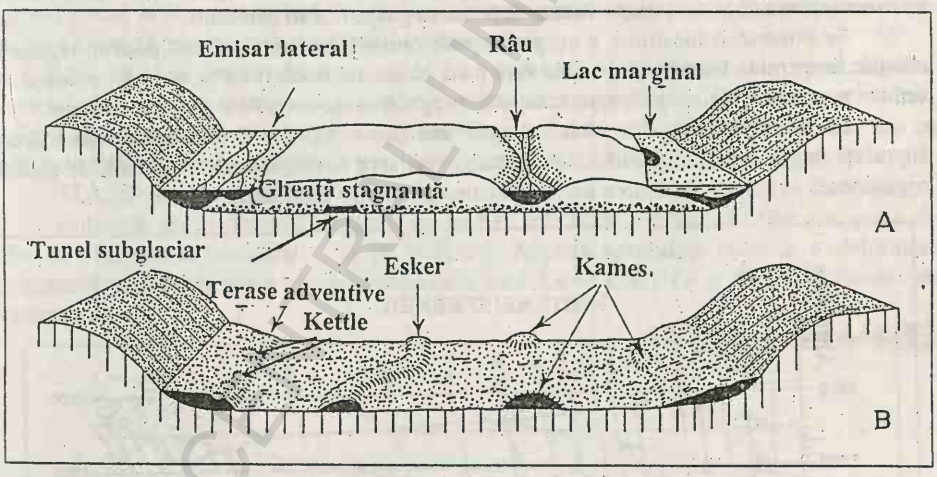


Fig.413 Formarea depozitelor glaciare

după Flint, 1971

Din punct de vedere fizic ghețarii locali sunt aparate temperate, cu valori ale temperaturii în jur de 0°C. Fenomenele de topire și îngheț accelerează formarea gheții și a cristalelor sale. Limbile glaciare prezintă cuverturi subțiri de névé. Coborârea lor sub limita zăpezilor permanente favorizează topirea. Acoperirea cu diverse materiale protejează topirea. Mantalele de pietriș provoacă apariția conurilor de gheață și a deltelor de roci. Formele cele mai stranii, legate de topirea sezonieră, sunt reprezentate de penitenți, sistematic aliniați și înclinați în direcția soarelui. Ei provin din izolarea stâlpilor de zăpadă uscați de névé (uneori

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

depășesc talia unui om), ca urmare a săpării de culoare adânci. Sunt răspândiți, mai ales, în munții de la tropice și cei din zona subtropicală (Anzi, Himalaia).

Apa eliberată din topire se organizează în rigole. Adesea sfârșește prin a dispare în fisurile gheții pe care ea însăși le-a lărgit sub formă de mori. Astfel se naște o intensă circulație sezonieră de ape interglaciare, subglaciare și proglaciare. În urma lor apar diferite forme tipic glaciare (fig.413).

Ghețarii temperați, față de cei reci, cunosc o activitate puternic asociată apelor curgătoare. Între aceste cazuri extreme există tranziții. În acest caz se pot cita ghețarii subpolari, caracterizați printr-o temperatură negativă până la o adâncime de câțiva zeci de metri în aria de acumulare și supuși la o topire estivală limitată.

13. Scurgerea glaciară

În funcție de anumite condiții ghețarii sunt mai mult sau mai puțin mobili. Dovezi ale mobilității sunt aduse de apariția obiectelor abandonate la suprafața lor cu multe decenii în urmă. Observațiile sistematice permit a preciza caracteristicile esențiale ale curgerii glaciare.

13.a.Caracteristicile scurgerii glaciare

Curgerea glaciară se caracterizează, mai întâi de toate, prin viteza sa diferită față de cea a apelor curgătoare. Măsurarea se bazează pe fixarea balizelor, marcarea blocurilor stâncoase și mai recent prin utilizarea martorilor radioactivi și fotointerpretării. Se apreciază poziția reperelor la intervale de timp determinate (fig.414).

Datele astfel obținute se referă, în primul rând, la deplasarea de suprafață. Pe ansamblu vitezele nu depășesc câțiva zeci de metri pe an (Mer de Glace 125 m/an, Fedtchenko 185 m/an). Un afluent al ghețarului Malaspina (Alaska) deține o viteză de 24.000 m/an, numai că ea este accidentală și nu caracterizează deplasarea ghețarilor în general.

Se observă o încetinire a curgerii spre extremitatea limbii, cauză pusă în legătură cu ablația. Încetinirea laterală și de fund este pusă pe seama frecării cu pereții văii și totodată ca urmare a grosimii mai mici. La trecerea unui prag viteza de curgere a gheții se mărește.

Deformarea în ogive, punctată spre aval de benzile mâloase anuale care acoperă suprafața unor ghețari, exprimă accelerarea vitezei spre axul ghețarilor. Curenții de gheață se organizează în funcție de lipirea sau încălecarea ghețarilor confluenți.

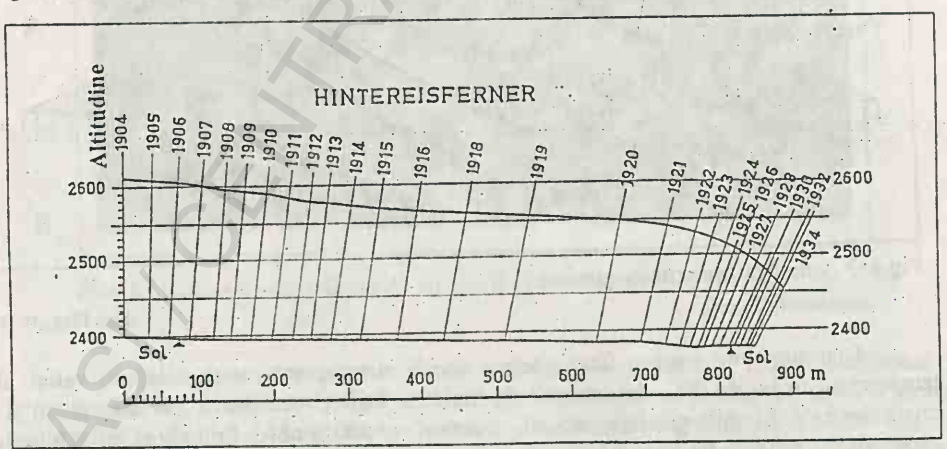


Fig.414 Proiecția tijei de foraj în ghețarul Hintereisferner (1904-1933)

după Koechlin, 1935

Măsurătorile efectuate în inlandsis-uri sunt mai rare. Curenții marginali din acești ghețari se deplasează cu 30-500 m/an. Unii emisari ai Groenlandei meridionale au valori de 7.000 m/an. Vidul creat de desprinderea icebergurilor accelerează fluxul în zona mărginașă. Frontul de topire, în cadrul unui ghețar, cunoaște retrageri și avansări în funcție de sezon sau de perioade mai reci sau mai calde.

Ghețarii de calotă sunt difuzi și foarte lenți, cu înaintări anuale limitate la câțiva metri sau decimetri. Pentru ca gheața creată în centrul Antarctidei să ajungă în mare trebuie să treacă zeci de mii de ani.

În toate cazurile cunoașterea vitezelor, în adâncime, rămâne încă incertă, ea fiind dedusă doar de baza datelor obținute de vitezele măsurate la suprafață. Ea se diminuează spre fund datorită frecării, deși unii factori antagonici pot interveni invers.

Plecând de la măsurarea vitezei și grosimii ghețarilor se poate calcula debitul solid care reprezintă volumul de gheață ce traversează o secțiune transversală în decursul unui an. Pentru aparatele alpine debitele sunt de câțiva hectometri cubi, în timp ce pentru inlandsis-uri ele pot fi de câțiva kilometri cubi.

Bilanțul de masă se calculează în funcție de alimentație (zăpadă, lapoviță) și ablație (topire, iceberguri). Diferența alimentație-ablație poartă denumirea de bilanț specific și este evaluată de înălțimea gheții în timp de un an. Bilanțul pozitiv caracterizează un ghețar rezervor pe cale de acumulare; cel negativ caracterizează un ghețar de evacuare. În realitate majoritatea aparatelor sunt mixte. În ghețarii de vale colectorul funcționează ca un rezervor în timp ce difuzorul este un evacuator. Centrele colectoare din Antarctida și Groenlanda septentrională sunt slabe, în timp ce marginile sunt intens evacuatoare. Între aceste arii cu bilanțuri opuse se plasează o linie de echilibru. Într-un ghețar alpin ea este în apropierea névé-ului și se situează mai jos de linia zăpezilor permanente.

Din punct de vedere dinamic există mai multe tipuri de ghețari. Un ***tip activ***, bine alimentat și cu grosimi mari, rapid și puternic evacuator, se opune unui ***tip pasiv***, subțire, lent, cu debit slab. La limită se găsește un ***tip muribund***, foarte slab alimentat, stagnant sau cu mobilitate slabă determinată doar de gravitație (ghețarii reziduali alpini și pirineeni).

13.b.Interpretarea scurgerii glaciare

Curgerea gheții depinde de unele proprietăți mecanice ale sale: ea ține mai puțin de slaba sa vâscozitate comparativ cu plasticitatea. Această aptitudine duce la o deformare permanentă și instantanee a gheții. Fenomenul este foarte complex și diferă în funcție de circumstanțe.

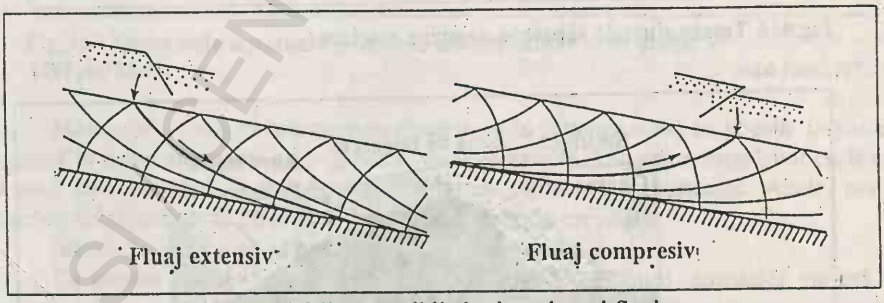


Fig.415 Linii de alunecare și faliere, posibile în timpul unui fluaj

În ghețarii alpini se individualizează două zone. Cea de la suprafață este alcătuită dintr-o gheață casantă, fracționată de crevase. Ea corespunde unui regim extensiv, susceptibil de a crea tensiuni foarte puternice și brutale care la rându-le cauzează rupturile (fig.415). La

partea terminală a limbii, unde ea se subțiază, fragmentarea este puternică. La această zonă de alunecări sacadate, ca urmare a presiunii exercitate de greutate, apare o zonă de fluaj permanent ce caracterizează o gheață plastică supusă unui regim compresiv. Plasticitatea este subliniată de apariția pliseurilor și contorsiunilor. Pe frontul glaciar apare o alternanță de benzi de gheață compactă, transparentă, de culoare bleu, și de benzi de gheață băşicată, cu bule de aer, de culoare albicioasă.

Grosimea gheții și panta sunt factorii esențiali care controlează curgerea gheții. Pentru fiecare punct există o grosime minimă necesară deplasării. În acest caz se trece de la un gheţar rezervor la altul evacuator. Pe o pantă de 7° este suficient un start de gheață cu o grosime de 40m. Grosimea critică atinge valori considerabile pe pante minime. La o pantă egală gheţarii mai groși sunt mult mai mobili decât cei subțiri.

În funcție de jocul complex al acestor veritabile interdependențe (grosime, pantă, viteză) se definește curgerea glaciară. Creşterea în înălțime antrenează o accelerare a vitezei care la rându-i tinde a limita în creştere debitul solid. În final se instaurează, între aceste variabile, o stare de echilibru care asigură evacuarea întregului excedent al precipitațiilor. Pentru Antarctida ablația compensează alimentația.

14. Activitatea gheţarilor

Gheţarii sunt agenți de eroziune mai mult sau mai puțini eficace în funcție de dinamismul lor. Ca și apele curgătoare gheţarii execută o activitate de ablație (eroziune), transport și acumulare.

Ca urmare a eroziunii, văile glaciare sunt oarecum diferite față de cele torențiale sau fluviale: în profil transversal capătă forma litere U, cu umeri glaciari sau terase marginale (fig.416). Pe fundul văilor sau la marginea calotelor glaciare își fac apariția "roches moutonnées" (fig.417).

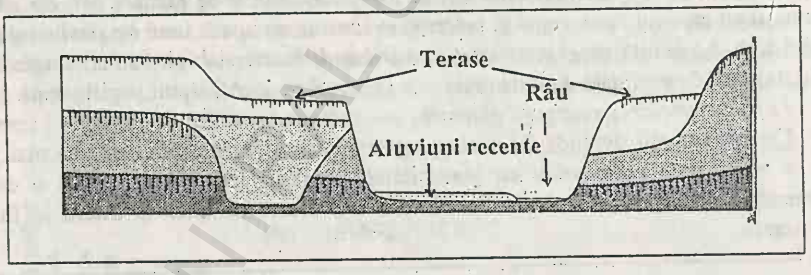


Fig.416 Terase aluviale săpate în depozite glaciare

după Flint, 1971

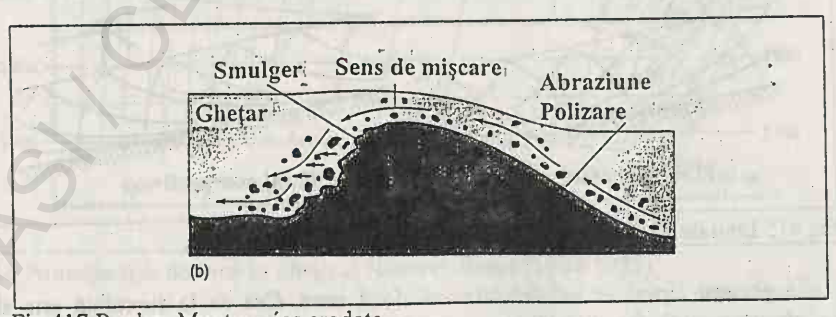


Fig.417 Roches Moutonnées erodate

14.a.Transportul morenelor

În funcție de poziția lor în raport cu gheața se disting mai multe tipuri de morene: externe, interne și de fund.

Morenele externe (de suprafață) se găsesc pe suprafața gheții. Căderile de pietre, prăbușirile și avalanșele alimentează ghețarul din versanții înclinați. Pe inlandsis-urile și pe ghețarii de platou ele sunt localizate în jurul nunatakurilor. Prin urmare ele sunt mai puțin abundente ca pe ghețarii de vale. Distribuția lor copie configurația limbii. În partea superioară morenele laterale constituie cordoane pe marginea ghețarilor (morene laterale). Confluența a două limbi, prin alipire, determină apariția unei morene mediane desfășurate în prelungirea promontoriului stâncos care le separă. Prin încălecare ele creează morene transversale. În vecinătatea frontului materialele morenei interne, aduse la suprafață ca urmare a topirii, formează o morenă de ablație. Reunirea frecventă a morenelor laterale creează o morenă frontală (terminală); ea este strâns legată de creșterea unei morene de ablație ca urmare a staționării prelungite a ghețarului (fig.418). Uneori pădurea colonizează aceste morene de ablație care repauzează pe o gheață stagnantă sau cu mobilitate scăzută (Alaska).

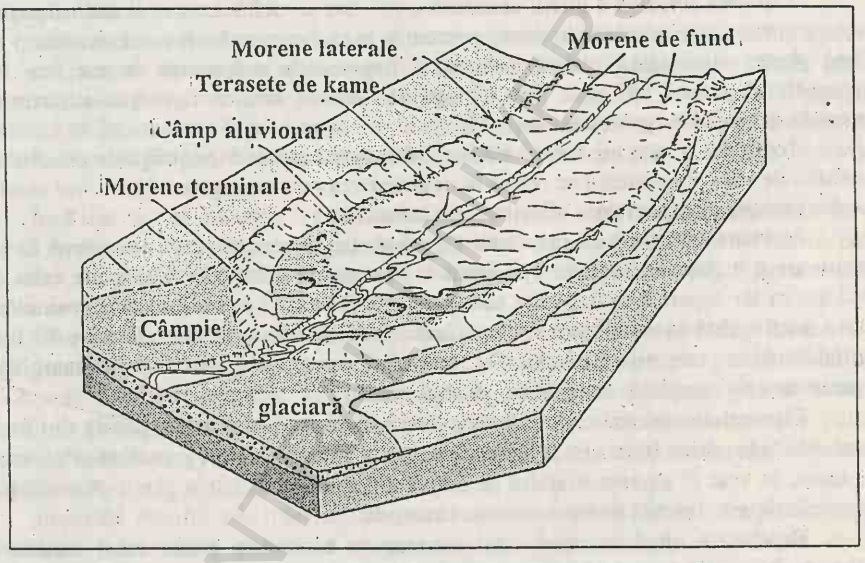


Fig.418 Elementele terminale și laterale din depozitele unui ghețar

după Flint, 1971

Materialele morenei interne sunt diseminate în întreaga masă de gheață. Inițial ele se grupează în strate alternante cu originea în baza ghețarului. Din cauza mișcărilor ce le animă ele urcă spre suprafață de-a lungul planurilor de ruptură sau încălecare. Altele, mai ales morenele de suprafață, se înfundă în masa ghețarului prin crevase.

Morenele de fund se găsesc la contactul cu patul albiei.

Ca urmare a unor circumstanțe date abundența încărcăturii morenaice variază mult. Mecanismul este exprimat cel mai bine de morenele de suprafață. Ghețarii negri, acoperiți cu resturi detritice care sunt păstrate împotriva procesului de topire, se opun ghețarilor albi, slab afectați de resturile detritice. Gheața acoperită cu mase groase de resturi detritice reprezintă un ghețar de pietre.

Situaţiile înainte amintite depind de extensiunea în volum a versanţilor în surplombă. Inlandsis-urile, ca gheţari de platou, sunt curate ca urmare a faptului că nunatakurile sunt slab dezvoltate.

Sensibilitatea rocilor la gelifracţie intervine, de asemenea, prin ritmul alternant îngheţ-dezgheţ şi expoziţie, la reglementarea debitului. Paralizia fragmentării, în mediul polar, este cauzată de existenţa unor versanţi slab dezvoltaţi. Trebuie luat în considerare şi dinamismul aparatelor glaciare. Astfel, gheţarul de pietre reprezintă un tip muribund a cărui gheaţă fosilă este acoperită cu un strat gros de materiale de mari dimensiuni care contribuie la încetinirea topirii; înaintarea sa este lentă şi se datorează gravitaţiei.

15. Ablaţia şi acumularea

Gheţarul exercită o puternică ablaţie asupra patului pe care se mişcă. În acest caz este vorba de o eroziune perpetuă, sub presiunea gheţii, exercitată de către materialele pe care le conţine sau pe care le antrenează. Intensitatea sa depinde de cantitatea morenelor aflate în mişcare (interne şi de fund). Ea este mai mare la limbile glaciare decât la calote. În primul caz este vorba de eroziunea exercitată de partea mediană a gheţarilor comparativ cu extremităţile.

Acţiunea abrazivă a gheţii cauzează o polizare a rocilor cristaline sau calcaroase dând naştere la suprafeţe netede şi lucioase precum şi la roches moutonées cu convexităţi multiple. Când gheaţa cimentează nisipul cuarţos şi fragmentele colţuroase de roci, ca urmare a transportului, fundul văii este puternic gravat. Urmare acestui fapt apar striurile rectilinii orientate în sensul curgerii, adesea paralele.

Toate aceste acţiuni abrazive ating intensitatea maximă pe pragurile şi contrapantele fundului de vale. Fenomenul se referă la desprinderea prin smulgere a blocurilor mari de roci. Aceste procese afectează doar aflorimentele stâncoase.

Morenele depuse sunt rezultatul topirii gheţii. Ele se grupează în morene de retragere ca urmare a îngheţului ce întrerupe reculul. Morena de ablaţie se suprapune celei de fund, distingerea lor separată în depozite este greu a fi făcută. Grosimea acestor acumulări atinge câţiva metri până la maximum 100m. Caracteristicile lor sunt semnificative în funcţie de particularităţile curgerii glaciare. De cele mai multe ori acumulările marginale sunt reprezentate de câmpii tip sandres sau de drumlinuri.

Elementele materiale sunt slab tocite şi aplatizate. Striaţiile lor provin din frecarea cu patul văii sau chiar între ele. Marea dispersie a dimensiunilor granulometrice exprimă o deplasare în vrac şi absenţa triajului ce derivă din slaba fluiditate a gheţii. Această puternică heterometrie este însoţită de lipsa totală a structurii.

Depozitele oferă aspectul unui amestec de blocuri şi pietre cu o matrice nisipo-mâloasă. Blocurile pot avea şi dimensiuni de câţiva metri până la zeci de metri. După depunerea lor de către masa de gheaţă ele devin blocuri eratice. Avansarea frontului glaciar poate fi asemuită cu împingerea unui buldozer care determină apariţia unei morene de împingere. Ablaţia este în funcţie de mediile biogeografice existente.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL XII POLUAREA APELOR

Motto:

"Să nu urinaţi niciodată acolo unde râurile se varsă în mare, şi nici acolo unde izvorăsc: feriţi-vă să faceţi asta"; "Să nu vă faceţi acolo nici alte nevoi: ar fi la fel de funeste".

Hesiod, Les Travaux et les jours, p.127

1. Definiţie, caracteristici

Prin poluare, se înţelege procesul de impurificare (dereglare) a mediului geografic, ca rezultat al activităţii umane. Pot fi poluate apele, aerul, solurile, organismele vegetale şi animale etc. De asemenea, există o poluare fonică datorată emiterii de zgomote dăunătoare organismelor, precum şi una radioactivă, datorată emisiilor de radiaţii gama.

Poluarea apelor reprezintă alterarea calităţilor fizice, chimice şi biologice ale apelor, produsă direct sau indirect, în mod natural sau antropic. Prin urmare, apa naturală devine improprie utilizării normale.

Încă din Evul Mediu s-a interzis să se amplaseze activităţile poluante în amonte de oraşe, mai ales a abatoarelor şi abatajelor. Un decret din 7 septembrie 1366, emis de Parlamentul din Paris, cerea ca reziduurile abatajelor şi deşeurile rezultate din activitatea zootehnică să fie aruncate în aval de oraşe. În ape erau aruncate anual mai mult de 250.000 de capete de animale. O lege engleză, ce datează din 1388, interzicea şi ea aruncarea deşeurilor în râuri.

Încă din sec. al XIX-lea era cunoscută cauza morţii peştilor din unele râuri. În 1851 Anuarul Apelor din Franţa conţinea prima analiză sistematică a poluării Senei. Marea poluare a Tamisei, din 1857, determină înfiinţarea "Comisiei Poluării Râurilor" ("River Pollution Commission").

Creşterea populaţiei, utilizarea unor cantităţi crescute de apă, avântul industrial etc., obligă descoperirea unor noi mijloace de captare şi utilizare a apei. Pe parcursul întregului sec.XX s-au dezvoltat tehnicile de epurare a apelor. Mai nou, astăzi, se găsesc două mari categorii de poluanţi: organici şi chimici (anorganici). Aceştia, ca toate substanţele poluante, ameninţă din ce în ce mai mult diverse funcţii ale apelor: activităţile umane, sănătatea omului, biotopurile etc.

Impactul omului s-a materializat prin: modificarea radicală a peisajului geografic, exploatarea puternică a resurselor naturale, modificarea climei, schimbarea structurii ecosistemelor, distrugerea unor numeroase specii de plante şi animale, alterarea fondului cinegetic, schimbarea compoziţiei atmosferei, apei şi solului etc. Printre erorile ecologice cele mai grave se pot menţiona despăduririle excesive şi irigaţiile artificiale pe văile Tigrului şi Eufratului, care de altfel au produs deşertificarea Mesopotamiei. În perioada dacilor teritoriul actual al României era acoperit cu păduri în proporţie de 6%, iar astăzi ocupă doar 25,5%.

Apa, prin calităţile sale, este un factor indispensabil vieţii. În jurul surselor de apă s-a dezvoltat o mare diversitate de biocenoze şi au apărut primele civilizaţii umane.

Necesarul minim de apă pentru om este de 5 l/zi, din care 1,5-2 l se consumă ca atare, în timp ce restul este reţinut din alimente sau apare din metabolism. Necesarul fiziologic este de 2,5-3 l/zi, diferenţa până la 3-5 l/zi apărând din activităţile fizice şi ca urmare a temperaturii ambiante. Pe Glob, în medie, se utilizează cca.100 l apă/zi, mai ales în operaţiile de spălare, pregătirea hranei şi alte activităţi casnice. Consumul acesta cunoaşte valori diferite, de la o ţară la lata, în funcţie de gradul de dezvoltare economică şi civilizaţie. În Africa se

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

consumă cca.3 l/zi, în timp ce la New York consumul depăşeşte 1000 l/zi. Totodată consumul de apă a crescut foarte mult odată cu trecerea timpului: 500 km^3 în 1974 şi cca. 1.400 km^3 în 1998 (Organizaţia Mondială a Sănătăţii, 1999).

2. Calitatea apelor

Calitatea apelor este stabilită prin standarde datorită importanţei pe care o prezintă pentru asigurarea vieţii şi desfăşurarea activităţilor economice.

În România, sunt în vigoare : STAS 1342-91 pentru calitatea apei potabile, STAS 4706-88 pentru apele de suprafaţă, STAS 9450-88 pentru apele necesare irigaţiilor, Norme de Igienă pentru Ştranduri Organizate şi o serie de decrete care precizează calitatea apelor.

Calitatea apelor se exprimă prin anumiţi indicatori, stabiliţi şi calculaţi în urma unor analize care se efectuează atât la apele subterane, cât şi la cele de suprafaţă. La apele subterane se determină: pH; reziduu fix; CCO (Consumul chimic de oxigen). La apele de suprafaţă se determină: indicatorii organoleptici; suspensiile; pH; CCO; oxigenul dizolvat; CBO (Consumul biochimic de oxigen); CIO (Consumul imediat de oxigen); IBP (Indicele biologic de poluare); azotul total; analize biologice, toxicologice, bacteriologice, de eutrofizare, radioactivitate etc.

În anumite situaţii se mai analizează: detergenţii, pesticidele, metalele neferoase, fenolii, hidrocarburile, clorul, azotul, fluorul, iodul, fierul, manganul, indicatorii de eutrofizare etc. (Vişan et al., 1998).

Indicatorii organoleptici sunt reprezentaţi de culoare, gust şi miros.

Suspensiile sunt determinate după sedimentare (mg/l). Ele pot fi de natură organică şi anorganică.

pH-ul reprezintă reacţia acidă, neutră sau bazică, a apei (pH<7 – acid; pH=7 – neutru; pH>7 – bazic).

CCO reprezintă consumul chimic de oxigen, respectiv cantitatea de substanţe care se poate oxida la rece sau la cald, sub acţiunea unor oxidanţi (mg/l). Substanţele organice sunt oxidate la cald, în timp ce substanţele anorganice la rece. CCO se determină folosind ca oxidanţi $KMnO_4$ sau $K_2Cr_2O_7$.

Oxigenul dizolvat în apă scade odată cu creşterea temperaturii.

Temperatura °C	Conţinutul hidrogenului dizolvat MgO_2/dm^3
0	14,65
10	11,27
20	9,02
30	7,44

Tabel 68 Conţinutul oxigenului dizolvat în funcţie de temperatură

Conform prevederilor STAS 4706 – 88, limita conţinutului de oxigen de la care o apă se consideră degradată este de 6mg/dm^3. Se exprimă în mg/l.

CBO reprezintă consumul biochimic de oxigen şi este un indicator de calitate pentru apa potabilă sau reziduală care dă indicaţii asupra conţinutului aproximativ de substanţe organice, degradabile pe cale biologică, prezente în apă (Popovici, 1998).

CBO_5^{20} reprezintă consumul biologic de oxigen, adică cantitatea de oxigen consumată de microorganisme pentru descompunerea biochimică a substanţelor organice din apă, în timp de 5 zile, la 20°C (condiţii standard). Se calculează astfel:

$$MgCBO/dm^3 = A - B,$$

unde:

A – oxigenul din apa recoltată;

B – oxigenul rămas în apă după 5 zile.

CBO_5 este unul dintre cei mai utilizați indicatori în caracterizarea apelor deoarece indică dacă apa poate fi epurată biologic sau nu. Dacă CBO_5 este 0,6mg/dm^3 atunci apa se poate epura biologic ușor; dacă este între 0,2 – 0,4 mg/dm^3 epurarea biologică trebuie favorizată de temperatură; dacă este <0,2 apa nu poate fi epurată biologic.

Nr. crt.	Natura apei	CBO_5^{20} mg/dm^3
1	Râu în care nu se deversează ape reziduale	0 – 4
2	Râu cu ape reziduale	4 – 15
3	Efluent din stația de epurare	30 – 60
4	Apă menajeră	125 – 250
5	Apă menajeră puternic încărcată	500 – 1000
6	Efluenți încărcați în substanțe organice	2000 - >4000

Tabel 69 Valorile CBO_5^{20} ale diferitelor ape

CIO reprezintă consumul imediat de oxigen în primele 24 de ore (mg/dm^3) și indică prezența unor substanțe foarte ușor degradabile (ex: zaharurile).

De regulă, reacția organismelor față de poluare, este negativă. Cu cât condițiile de mediu sunt diferite de cele naturale inițiale cu atât numărul speciilor scade iar cel al indivizilor crește (Badrus, Manea, 1993). În analizele de detaliu este foarte frecvent utilizat sistemul saprobiontelor. Organismele caracteristice sunt diferențiate în 4 categorii definitorii pentru diferite trepte ale poluării emisarului:

1. organisme polisaprobe (trăiesc în ape foarte puternic poluate);
2. organisme mezosaprobe α (trăiesc în ape puternic poluate);
3. organisme mezosaprobe β (trăiesc în ape ușor poluate);
4. organisme oligosaprobe (trăiesc în ape curate).

Nr. crt.	Gradul de poluare	Caracteristicile fizico-chimice ale apelor	Situația de ansamblu
1	Zona polisaprobă (foarte puternic impurificată)	- Procese de reducere și descompunere - CBO ridicat - Oxigen dizolvat lipsă - H_2S prezent	Număr redus de specii. Peste 1000000 de bacterii pe cm^3
2	Subzona mezosaprobă α (puternic impurificată)	- Reducere simultană de oxidare a substanțelor organice - CBO ridicat - Oxigen dizolvat deficitar	100000 de bacterii pe cm^3
3	Subzona mezosaprobă β (moderat	- Produși amoniacali - Oxigen dizolvat deficitar	1000 de bacterii pe cm^3

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

	impurificată)	- pH normal	
4	Zona oligosaprobă (curată)	- CBO foarte redus - Oxigen dizolvat aproape de saturație - pH constant anormal (6,5-8)	Sub 100 de bacterii pe cm^3

Tabel 70 Organisme caracteristice apelor poluate (după sistemul saprobiontelor)
după Barnea, Papadopol, 1975

IBP reprezintă indicele biologic de poluare. Se exprimă în %. Se calculează conform formulei:

$$IBP = \frac{A}{(A+B)} * 100,$$

unde:

A – numărul organismelor cu clorofilă dintr-o probă proaspătă;
B – numărul organismelor fără clorofilă.

IBP - %	Calificativ
0 – 8	Apa este curată
8 – 20	Apa este uşor poluată
20 – 60	Apa este poluată
60 – 100	Apa este puternic poluată

Tabel 71 Indicele Biologic de Poluare (IBP)

Azotul total din apă (mg/dm^3) poate fi sub formă de amoniac, nitraţi, nitriţi şi substanţe organice.

Analizele biologice determină fero- şi sulfobacteriile, protozoarele, plantele şi animalele din apa analizată.

Analizele bacteriologice determină conţinutul apei în germeni patogeni specifici: bacili, cili din tubul digestiv etc.

Analizele toxicologice stabilesc toxicitatea unor poluanţi, dozele limită de supravieţuire şi cele letale. Se folosesc testările pe peşti şi la crustaceul *Daphnia*.

Eutrofizarea (*trophe* = hrană) apelor de suprafaţă reprezintă fenomenul de îmbogăţire cu substanţe nutritive, conţinând azot şi fosfor care produc dezvoltarea plantelor de apă. Se întrebuinţează şi termenul de "înflorire a apei".

După moarte, plantele se descompun cu ajutorul microorganismelor care consumă oxigenul dizolvat în apă şi degajă gaze cu miros neplăcut (amoniac, hidrogen sulfurat, gaz metan). În acest caz pot dispărea unele specii valoroase de peşti (crapul) şi se pot dezvolta altele (carasul).

În cazul eutrofizării se reduce posibilitatea de autoepurare a apei ca urmare a scăderii concentraţiei de O_2. Degradarea substanţei organice din alge se face la început aerob, iar pe parcurs se transformă în anaerob, cu degajare de H_2S, intoxicând până şi sedimentele.

Indicatorii care urmăresc eutrofizarea sunt: conţinutul de oxigen dizolvat în apă, conţinutul de azot total şi de fosfor total, biomasa planctonică ca substanţă umedă (mg/dm^3).

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

În vederea analizelor, probele de apă trebuie corect recoltate şi conservate. Efectuarea analizelor se face după metodele standardizate. Rezultatele pun în evidenţă poluanţii, cât şi sursele posibile de poluare. În acest caz, se stabileşte fondul natural al apelor, depăşirea valorilor limită admise de standard etc.

Standardele stabilesc concentraţiile maxime admise de poluanţi, în unele situaţii indicând şi valorile admise în mod excepţional.

Nr. crt.	Indicatori		Valori admise	Valori admise excepţional
1	Indicatori organoleptici	Miros, grade maxim	2	2
		Gust, grade maxim	2	2
2	Indicatori fizici	pH	5,5 – 7,4	Max.8,5
		Conductibilitate electrică, µS/cm	1.000	3.000
		Culoare, grade maxim	15	30
		Turbiditate, maxim	5	10
3	Indicatori chimici generali	Al_3^+	0,05	0,2
		Amoniu	0	0,5
		Clor total	0,55	-
		Detergenţi sintetici anionici	0,2	0,5
		Duritate totală, grade germane	20	30
		Fier maxim	0,1	0,5
		Oxigen dizolvat	6	6
		CCO- $Mn(O_2)$ (cu permanganat)	2,5	3,0
		CCO- $Cr(O_2)$ (cu bicromat) etc.	3	5
4	Indicatori chimici toxici	Arsen	0,05	
		Azotaţi	45	
		Cadmiu	0,005	
		Cianuri libere	0,01	
		Mercur	0,001	
		Pesticide	0,5	
		Plumb	0,005	
		Uraniu natural etc.	0,021	

Tabel 72 Condiţii de calitate pentru apa potabilă (mg/dm^3)

Conform STAS 1342 – 91

Poluarea poate fi: continuă (permanentă), ca în cazul canalizării dintr-un oraş sau reziduurile provenite din industrie şi deversate în ape; discontinuă, care se petrece la intervale

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

neregulate de timp; temporară, ca în cazul coloniilor provizorii; accidentală, ca în cazul avariilor.

3. Sursele de poluare şi poluanţii

3.a. Sursele de poluare se pot clasifica după mai multe criterii:

a. După proveniență (fig.419):
   - activităţi menajere;
   - industrie;
   - agricultură;
   - transporturi.

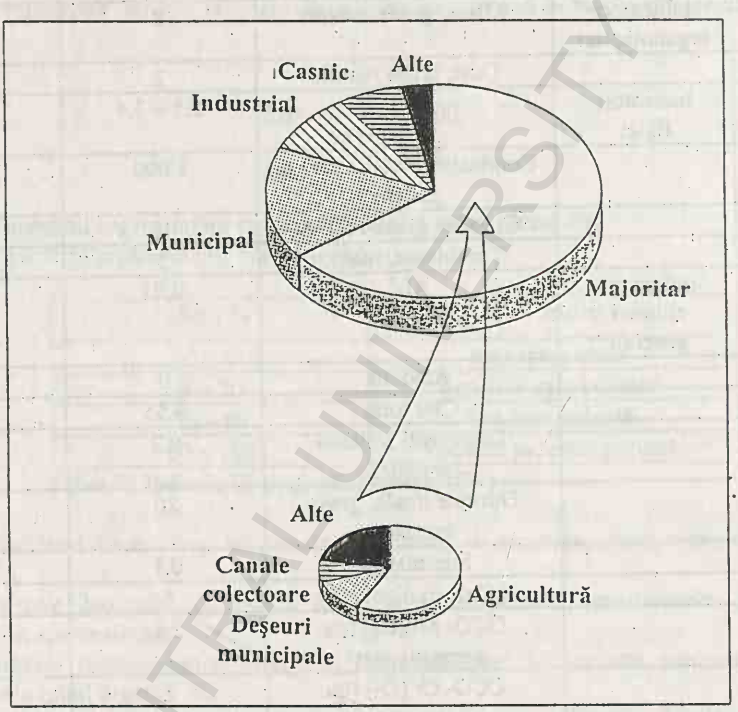


Fig.419 Sursele de poluare ale râurilor din SUA

după Jones, 1998

a. După aria de răspândire a poluanţilor:
   - surse locale (conducte de canalizare, rampe de descărcare);
   - surse difuze (când poluanţii se răspândesc pe o arie mare).

b. După poziţia lor:
   - surse fixe;
   - surse mobile (autovehicule, locuinţe şi instalaţii).

3.b. Poluanţii apelor pot fi clasificaţi după mai multe criterii:

a. După natura lor:
   - organici;
   - anorganici;
   - biologici;
   - radioactivi;

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- termici.

b. După starea de agregare:
   - suspensii (substanțe insolubile în apă);
   - poluanți solubili;
   - dispersii coloidale.

c. După durata degradării naturale în apă:
   - ușor biodegradabili;
   - greu biodegradabili (la care degradarea naturală durează mai puțin de 30 de zile);
   - nebiodegradabili (sunt degradabili în 30 – 60 zile);
   - refractari (cu degradare de peste 2 ani).

Caprolactama se biodegradează la substanțe mai simple în trei săptămâni, pe când clorbenzenul în 2 ani; acesta din urmă are suficient timp să se acumuleze în apă și să mărească efectul toxic.

Industria deversează în apele naturale substanțe chimice, organice, resturi vegetale și animale, solvenți, hidrocarburi etc. Materialele se pot afla în stare solidă, lichidă, miscibile sau nemiscibile, ușor sau greu volatile, mai mult sau mai puțin toxice. Sunt și situații în care încărcătura radioactivă a deversărilor nu este neglijabilă, depășind fondul natural de radioactivitate. Apa industrială uzată are, în principiu, caracteristici asemănătoare substanțelor chimice sau fizice utilizate în procesul tehnologic. Spre exemplu, apele uzate de la fabricile de zahăr conțin substanțe organice într-o cantitate mare, cele provenite din minele de cărbuni au material eliberat din steril etc.

În Germania, încă din 1981, există o lege asupra efluenților deversați care prevede o taxă diferențiată în funcție de dejecțiile directe cu toxicități diferite, dar și de încărcătura lor organică. Taxa în sine s-a multiplicat, până în 1996, de trei ori.

Multe țări ale Globului, în vederea prezervării mediului înconjurător, obligă întreprinderile să aloce anual până la 2-3% din cifra de afaceri. Cu toate acestea norma în sine nu poate fi ideală. Reținută încă de la sursă, poluarea de origine industrială va costa din ce în ce mai puțin.

Agricultura, la rândul ei, deversează ape cu mare încărcătură de substanțe chimice (pesticide, detergenți, fertilizanți etc.) ce pot depăși de 5 ori apele menajere, de 7 ori consumul de oxigen, de peste 10 ori azotul total etc. (Organizația Mondială a Sănătății, 1998). Crescătoriile de animale (porci, vite etc.) dau o mare cantitate de apă încărcată cu materie organică în suspensie.

Identificarea impactului poluării agricole a apelor este mult mai înceată decât cea a poluării industriale. Până în prezent, cea mai mare parte a cheltuielilor o suportă contribuabilul, mai ales cele pentru epurarea și prevenirea apelor.

Transporturile (mai ales cele navale) deversează diverse produse petroliere, detergenți etc. Navele pot impurifica apele prin: evacuarea reziduurilor lichide și solide provenite din activitatea personalului navigant, a pasagerilor sau animalelor transportate; pierderi de combustibil, lubrifianți, substanțe nocive; apele de balast etc.

Densitatea circulației pe o autostradă are efecte puternice asupra mediului regiunilor traversate. Se estimează că sunt aruncate într-un an, pe kilometru de autostradă, între 5-30t de sare. Pe lângă aceasta se mai adaugă zincul, plumbul, cadmiul etc.; aceste substanțe sunt fie reținute în sol și vegetație, fie migrează spre apele învecinate.

Activitățile menajere generează dejecții, diferite substanțe organice și anorganice, detergenți etc.

BCU BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

O importantă cantitate de ape uzate este deversată şi de campinguri, zonele de agrement, terenurile de sport etc.

Poluarea anorganică este rezultată din industria produselor clorosodice, chimice, extracţia petrolului, hidrometalurgie, prepararea minereurilor etc. În acest caz apele poluate conţin săruri, acizi, baze, modifică pH-ul, corodează conductele, aduc prejudicii agriculturii, au efecte stresante pentru organismele acvatice etc.

Apele uzate ale uzinelor care fabrică tananţi, hârtie colorată sau celuloză sunt la fel de toxice ca cele care conţin mercur, clor, diverse cerneluri etc. În termeni echivalent-locuitor se estimează că fabricarea unei tone de piele vopsită corespunde, potrivit concentraţiei efluenţilor, la o poluare pe care ar face-o 1.000-4.000 locuitori pe zi; 1 tonă de hârtie echivalează cu 100-300 locuitori.

Numai industria hârtiei existentă în Franţa, potrivit statisticilor din anul 1986, este responsabilă de cca.20% din poluarea totală de origine industrială, 50% revine chimici şi ramurilor parachimice etc.

Sarea de bucătărie şi zahărul, prezente din abundenţă în apele uzate ale conservelor, constituie o altă sursă de poluare. Fabricarea sau tratarea unei tone de conserve corespunde la o poluare efectuată de 200 locuitori pe zi. Aceste ramuri industriale au, de cele mai multe ori, un caracter sezonier.

Poluarea apelor poate avea la origine o serie de accidente produse în cadrul uzinelor sau marilor complexe industriale. Cele mai mici accidente, produse ca urmare a ruperii unei conducte ce traversează un râu, sunt foarte greu de depistat, fapt pentru care poluarea nu este localizată imediat. Sesizările se fac în cazul în care apar pete de spumă la mal.

Sunt numeroase uzinele care deversează, la intervale neregulate de timp, cantităţi importante de deşeuri fără supraveghere. Spălarea cisternelor care conţin produse toxice, la sfârşit de săptămână, reprezintă un mod discret de poluare. Poluarea "accidentală" din Bazinul Parizian este responsabilă de 40% din totalul poluanţilor şi chiar 84% în Val-de-Marne şi Seine-Saint-Denis.

Detergenţii casnici au înlocuit pe scară largă săpunul încă din anii '40-'50. Toate seriile de produse fabricate pentru a fi utilizate la domiciliu sunt deversate fără încetare la WC-uri, mărind astfel conţinutul de micropoluanţi din apele uzate. Multe materiale toxice sunt aruncate la pubele: medicamente, cosmetice, termometre, produse fitosanitare, insecticide, vopseluri, solvenţi etc.

Poluarea organică reprezintă introducerea de nutrienţi în ape (fosfor şi azot) care antrenează o evoluţie a sistemelor acvatice din stadiul oligotrof (slabă prezenţă a nutrienţilor) spre stadiul eutrof (conţinut bogat de nutrienţi). Excesul de nutrienţi conduce la proliferarea algelor a căror descompunere necesită un puternic consum de oxigen. Împins la extrem acest proces conduce la situaţii anaerobe cu formarea de hidrogen sulfurat. Se poate asista chiar la o remobilizare a fosforului precipitat în sedimente. 1 kg de fosfor permite dezvoltarea a 114kg de alge care prin descompunere vor consuma oxigenul dizolvat în 14 milioane litri de apă. În Europa dejecţiile umane contribuie cu 20-33% din cantitatea de fosfor, mare parte provenind din detergenţii casnici.

Substanţele organice care provin din industria agro-alimentară pot fi poluante doar în cantităţi foarte mari. Fabricarea a 1.000 l de bere corespunde la o poluare zilnică pe care o poate face o localitate cu 300-2.000 locuitori. Industria agro-alimentară deversează mai bine de 45% din cantitatea de materii organice de origine industrială.

Poluarea organică este produsul fabricilor de celuloză şi hârtie, care elimină între 1.000-3.000 l apă poluată pe secundă. Chiar în condiţiile unei epurări cu randament de 95% sunt deversate în continuare cantităţi importante de ape poluate. În acest caz receptorul trebuie

să aibă un debit suficient de mare pentru a dilua poluanții sub limitele admise de standardele de calitate (Vișan et al., 1998). Industria petrochimică, chimică, alimentară etc. elimină o serie de poluanți organici din care unii sunt foarte toxici cu persistență ridicată în mediu: fenolul, erbicidele etc.

Poluarea biologică este rezultatul activităților menajere, abatoarelor, zootehniei etc. Sunt deversate microorganisme patogene care provoacă îmbolnăviri. Prin apă se transmit următoarele boli:

- bacteriene (febra tifoidă, dizenteria, holera);
- virotice (poliomielita, hepatita epidemică);
- parazitare (amibioza, giardioza).

Apele poluate biologic favorizează înmulțirea unor paraziți precum țânțarii (transmit paludismul), musca tze-tze (transmite boala somnului) etc.

Poluanții organici existenți în apele naturale sunt degradați ca urmare a acțiunii microorganismelor, a radiațiilor solare și a oxigenului. În urma degradării rezultă compuși mai simpli, până la moleculele cele mai mici: CO_2, CH_4, NH_3, H_2O, H_2S.

Nr. crt.	Substanțe	Produsele degradării anaerobe	Produsele degradării aerobe
1	Proteine	Aminoacizi, NH_3 H_2S Alcooli, acizi grași Fenol, indol CO_2, CH_4, H_2	$NH_3 - NO_3^-$ $H_2S - S - SO_4^{2-}$ $CO_2 + H_2O$
2	Glucide	CO_2, H_2, CH_4 Alcooli, acizi grași	$CO_2 + H_2O$
3	Lipide	Acizi grași superiori, glicerol, acizi grași inferiori, alcooli, CO_2, H_2	$CO_2 + H_2O$

Tabel 73 Produsele rezultate prin degradarea hidraților de carbon existenți în apele poluate după Vișan et al., 1998

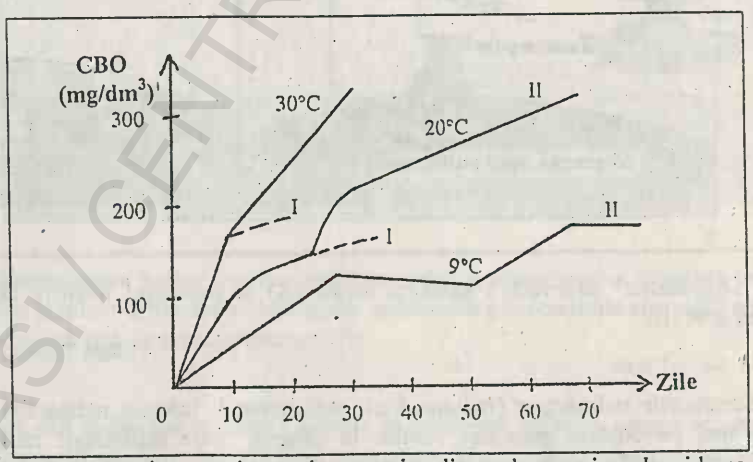


Fig.420 Degradarea în timp a substanțelor organice din apele menajere: I-oxidarea compușilor de carbon; II-nitrificarea

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În primele zile se degradează compuşii de carbon, după care în a doua etapă se oxidează biologic compuşii de azot (fig.420).

Poluarea termică este rezultatul deversărilor de ape calde în efluenţii naturali. Pagubele sunt produse de unele instalaţii industriale şi, mai ales, de uzinele atomo-electrice. Ca urmare a poluării termice scade conţinutul de oxigen (când se deversează ape calde), creşte sensibilitatea organismelor acvatice la poluanţi, dispar unele vieţuitoare, se înmulţesc algele albastre etc. O ridicare bruscă de temperatură, în cadrul unui estuar, poate declanşa prematur migraţia organismelor acvatice.

Poluarea radioactivă este rezultatul activităţilor miniere cu specific uranifer, de thoriu, radiu sau provine în urma preparării minereurilor radioactive, din zonele de depozitare necorespunzătoare a deşeurilor radioactive, în urma unor avarii la reactoarele nucleare, a unor naufragii la vapoarele şi submarinele cu încărcătură nucleară etc.

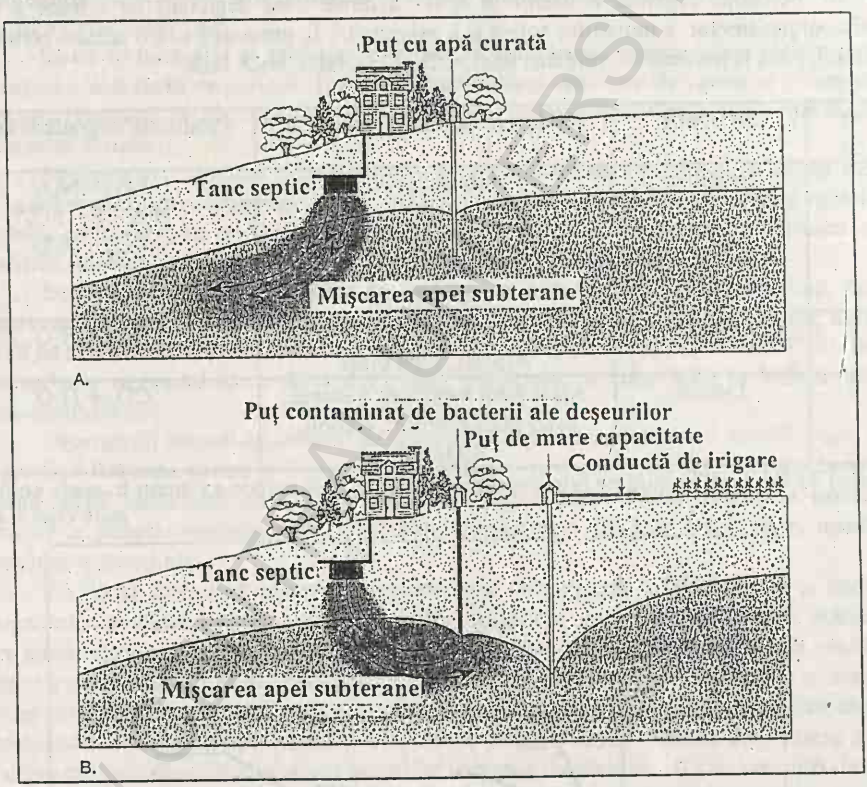


Fig.421 Dispunerea adecvată a tancului septic (A) şi pompajul intensiv care provoacă infectarea apei (B)

după Tarbuck, Lutgens, 1993

Substanţele radioactive (radionuclizii, radioizotopii, izotopii radioactivi) sunt unele din cele mai periculoase substanţe toxice. În general, toate substanţele radioactive sunt obţinute pe cale artificială din minereul de uraniu. Uraniul, mai ales cel sub formă de oxizi, se găseşte în peste 150 de minereuri, dintre care, cele mai răspândite sunt: uranitul, micele uranifere, carnotitul, nasturanul etc. Substanţele radioactive se pot găsi în toate stările de

agregare: lichidă, solidă şi gazoasă. Trecerea unui element radioactiv în stare de element se face prin emisie de radiaţii alfa, beta, gama, foarte bogate în energie.

În România sursele de poluare cu radionuclizi sunt: reactoarele de cercetare IFIN-Măgurele; reactoarele de încercări materiale ICN-Piteşti-Colibaşi; Cimitirul Naţional de Deşeuri Radioactive slab activate Băiţa-Bihor; staţia de tratare a deşeurilor radioactive Bucureşti-Măgurele şi ICN-Piteşti-Colibaşi; haldele de steril rezultat de la prelucrarea minereului de uraniu Uzina "R" Feldioara-Braşov; Exploatarea minieră Crucea-Suceava; Exploatarea minieră Banat-Oraviţa; sursele de mare activitate "SIGMA" ICN-Piteşti; sursele de mare activitate din marile unităţi de iradiere medicală sau industrială; sursele de gamagrafiere industrială şi carotaj radioactiv; sursele de radiaţii în locul de stocare şi folosire; transportul minereurilor şi deşeurilor radioactive etc.

4. Poluarea apelor subterane

Volumul total al apelor subterane, pe întregul Mapamond, este estimat la 60 milioane km^3, din care cele freatice reprezintă doar 65.000 km^3.

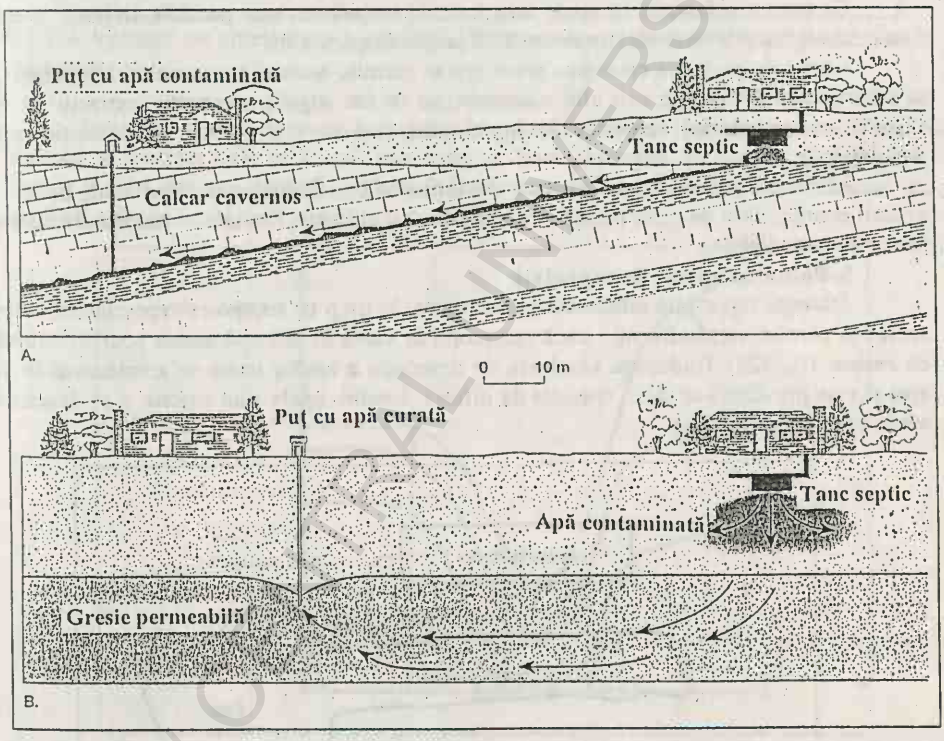


Fig.422 Contaminarea apelor freatice prin intermediul gropilor septice în cadrul unui depozit calcaros (A) şi rolul purificator al depozitelor sedimentare în condiţiile efectuării puţurilor la o distanţă adecvată faţă de sursa poluatoare (B)

după Tarbuck, Lutgens, 1993

Cele mai multe ape subterane poluate se datorează infiltrării apelor de suprafaţă care sunt deja impurificate. O poluare intensă se produce în perioadele umede şi mai slabă în cele uscate. Ca urmare a faptului că ele întâlnesc un strat impermeabil, gradul de poluare creşte continuu prin acumularea poluanţilor transportaţi. Nivelul poluării depinde de structura

geologică a stratelor străbătute, precum şi de o serie de factori hidrodinamici. La început, stratele reţin poluanţii însă, cu timpul, ei sunt antrenaţi de apă spre adâncime şi lateral.

Ca urmare a poluării se declanşează o serie de fenomene:

- fizice (adsorbţia unor substanţe, desorbţia, retenţia capilară, schimbul ionic);
- chimice (hidroliza cu formare de geluri, precipitarea);
- biologice (biodegradare).

Ca urmare a vitezei reduse de deplasare a poluanţilor în cadrul scoarţei, poluarea apelor subterane este mai înceată. Poluarea se produce şi ca urmare a dizolvării straturilor străbătute, în apă făcându-şi apariţia ionii de clor, sulfat, azot etc. Apa poate dizolva şi substratul impermeabil mărindu-şi astfel conţinutul de ioni de calciu, magneziu, fier, mangan şi argilă.

Cel mai adesea poluarea apelor subterane se produce în apropierea conductelor sparte, a depozitelor de reziduuri, prin irigaţii, injectări de soluţii în sol, prin intermediul puţurilor, forajelor, tancurilor (gropi) septice etc. (fig.421,422).

Ca urmare a faptului că apele subterane, în majoritate, sunt potabile, în jurul acestora s-au instituit "zonele de protecţie sanitară". Ele sunt împărţite în:

- zone de protecţie cu regim sever (nu se permite accesul persoanelor, animalelor, nu se depozitează fertilizanţi sau alte materiale, nu se fac irigaţii, excavaţii, extracţii de roci, explozii etc.; teritoriul respectiv se împrejmuieşte şi se iau măsuri de protecţie contra inundaţiilor);
- zone de restricţie (sunt formate din teritoriul care înconjoară prima zonă, în vederea evitării contaminării de orice natură şi a impurificării chimice; limitele se marchează cu borne sau cu semne vizibile).

5. Poluarea apelor de suprafaţă

Efluenţii reprezintă totalitatea apelor uzate, în timp ce *receptorii* reprezintă totalitatea apelor în care se varsă efluenţii; dacă receptorul se varsă în altă apă acesta poartă denumirea de *emisar* (fig.423) Totdeauna conducta de deversare a apelor uzate se amplasează în firul apei şi este prevăzută cu duze speciale de difuzie. Uneori, apele sunt stocate şi se descarcă la anumite intervale de timp.

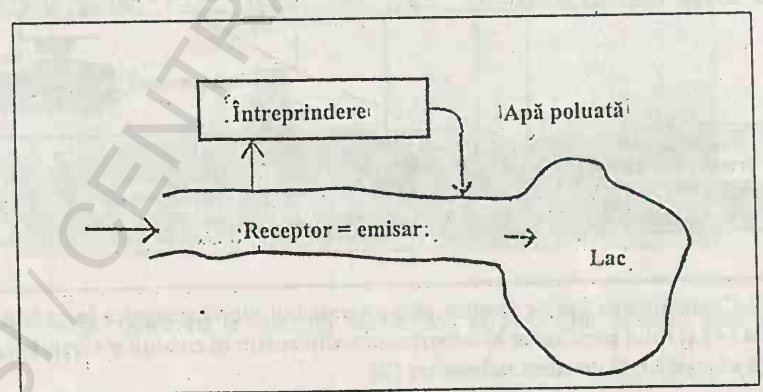


Fig.423 Deversarea apelor uzate

5.a. Deversarea apelor uzate

Melanjul apelor depinde de adâncimea cursului de apă sau a cuvetei lacustre, de viteza de scurgere, orientarea curenţilor (fig.424), temperatură, vânt (pentru apele de suprafaţă) şi de sectorul permeabil străbătut (pentru apele subterane).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Poluarea poate distruge flora, fauna acvatică etc. (fig.425). Vegetația de pe maluri este afectată, se dezvoltă exagerat ciupercile și mucegaiurile parazite etc. În apă explodează organismele inferioare, viermii, algele, insectele etc.; peștii pot conține germeni patogeni etc. Eutrofizarea, și mai apoi putrefacția, determină o puternică degajare a gazelor urât mirositoare. În acest caz apa este improprie consumului sau altor utilizări. Agricultura și ramurile industriale sunt afectate de poluare prin colmatarea cu sedimente, conținut ridicat de materiale corozive, radioactive, toxice etc.

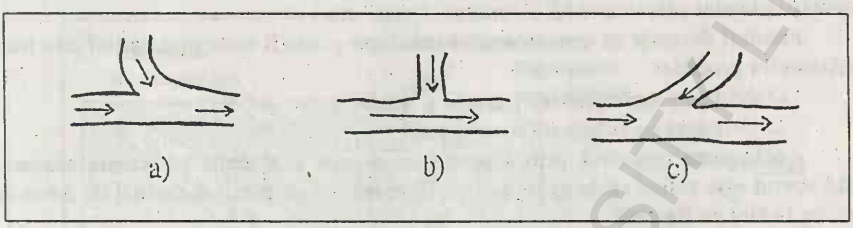


Fig.424 Variante de amestecare a efluenților cu receptori: a-în curent; b-perpendicular; c-în contracurent

Poluarea apelor de suprafață prin intermediul hidrocarburilor, este cea mai des întâlnită și produce cele mai mari distrugeri la scară planetară. Ea apare, cu precădere, în oceane și mări, dar mai poate fi întâlnită în lacuri, lagune, estuare, delte, zonele umede sau pe marile fluvii ale Terrei.

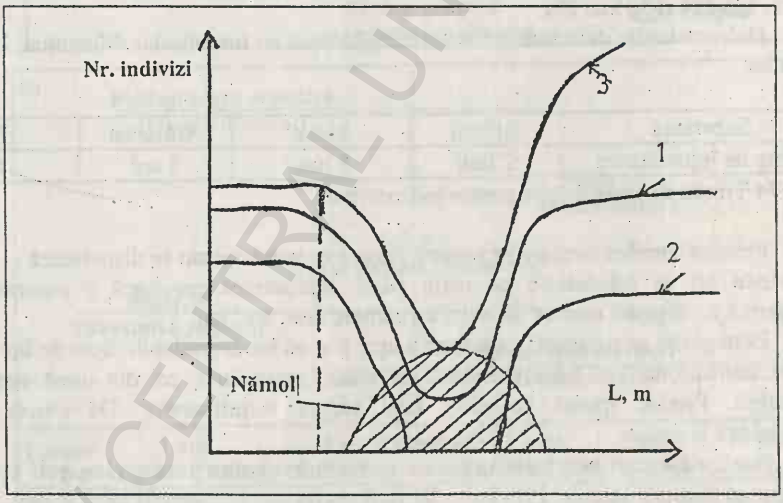


Fig.425 Efectele poluării acvatice asupra numărului de specii: 1-refacerea completă a numărului de indivizi după o poluare toxică; 2-refacerea după un poluant foarte toxic; 3-înmulțirea indivizilor după poluare

Petrolul este un amestec complex de hidrocarburi solide (parafine, cicloparafine aromatice etc.) și gazoase, alături de care se găsesc, în cantități reduse, sub formă de compuși cu sulful, azotul și oxigenul. Compoziția țițeiului este în medie de 85% carbon, 12% hidrogen și 3% oxigen, azot și sulf (Negulescu et al., 1995). Petrolul nu este miscibil cu apa.

BCU "Ștefan cel Mare" UNIVERSITY LIBRARY

Substanţele care provin din petrol sunt foarte toxice şi distrug flora şi fauna prin întreruperea contactului cu aerul, este împiedicată asimilaţia clorofiliană, sunt distruse ouăle, larvele, păsările ihtiofage (lipsa hranei, îmbibarea penajului cu petrol, mor de frig, nu mai pot zbura, ingurgitează petrol prin curăţare cu ciocul etc.). Sunt foarte toxici compuşii fenolici şi aromatici, benzopirenul din uleiuri este cancerigen etc. Hidrocarburile cancerigene se concentrează în corpul animalelor acvatice şi prin intermediul lor pot ajunge la om. Crescătoriile costiere (peşte, stridii, midii etc.) sunt afectate, turismul are de suferit ca urmare a afectării plajelor prin intermediul "mareei negre" etc.

Petrolul deversat ca urmare a unor accidente poate fi recuperat parţial prin intermediul următoarelor procedee:

- adsorbţie în mase plastice poroase ("saltele");
- solidificarea cu substanţe congelatoare;
- colectarea mecanică prin aspiraţie cu pompe şi sisteme colectoare semiscufundate (când stratul este suficient de gros) sau cu filtre inelare ce prezintă orificii de 5mm diametru, montate în lanţ pe flotoare.

Prin metodele descrise se recuperează doar 10-15% din petrolul deversat. Pentru un randament mai ridicat se recurge şi la alte tehnici:

- dispersarea petrolului prin insuflare de aer ori prin conducte perforate scufundate;
- aprinderea cu aruncătoare de flăcări;
- dispersarea cu detergenţi.

Din petrolul dispersat în ape se recuperează maxim 14-15%, se pierde prin evaporare 20% (mai ales vara), se degradează in situ 50% (în apă sau pe plajă), rămâne în sedimente 13%, în apă 1% şi pe mal 2%.

Hidrocarburile deversate pe mal se degradează cu timpul, dar diferenţiat, în funcţie de natura lor.

Substanţa	Bifenil	Indan	Antracen	Piren
Timp de înjumătăţire	2 luni	8 luni	2 ani	6 ani

Tabel 74 Timpii de înjumătăţire a unor hidrocarburi

Petrolul îmbibat în nisip se poate recupera cu solvenţi sau se dispersează cu detergenţi, se aprinde ori se înlocuieşte cu nisip curat. Aprinderea provoacă o puternică poluare atmosferică cu degajări masive de oxizi de carbon, fum, sulf etc.

Detergenţii se comportă ca poluanţi uşor şi greu biodegradabili. Sunt de tip LAS (liniar alchilbenzensulfonaţi) şi SAS (sulfonaţi de alcani secundari); cei din urmă sunt mai uşor degradabili. Produc spumă cu efect letal asupra vieţuitoarelor. De obicei spuma se concentrează la maluri.

Pesticidele sunt substanţe organice care conţin fosfor, brom, clor, sulf etc. Au efect toxic asupra faunei piscicole. Prin lanţurile trofice efectele se transmit până la om:

DDT — plancton — peşti — lişiţe
1 5 ori 1000 ori 25000 ori

DDT — plancton — nevertebrate — peşti — păsări
0,015mg/l 0,04mg/kg 0,3mg/kg 8mg/kg 24mg/kg

BCU IAŞI

Un erbicid poate fi netoxic pentru vertebrate, dar toxic pentru vegetație; prin dispariția plantelor dispar implicit și animalele.

Pesticidele ingerate odată cu apa sunt cancerigene. La acestea limitele maxime de toxicitate sunt foarte scăzute.

Azotații din apă produc cianoza sugarilor ("maladia albastră"), adică methemoglobunimia infantilă.

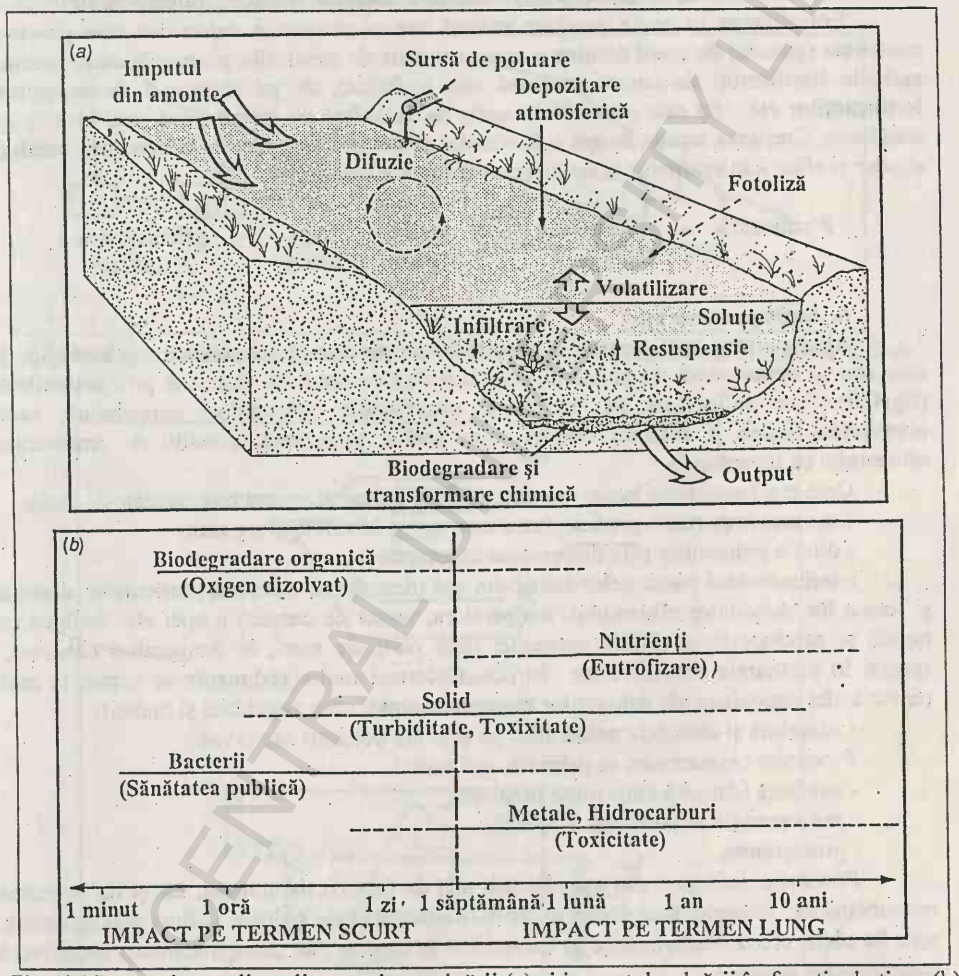


Fig.426 Procesele ameliorării naturale a poluării (a) și impactul poluării în funcție de timp (b) după Newson, 1994

Metalele grele sunt transmise pe relația apă – om. Boala Minamato (intoxicația cu mercur transmisă prin pești consumați în localitatea cu același nume din Insula Kyushu – Japonia) a ucis 41 de oameni în perioada 1956-1965.

Emisiile antropice de mercur provin din reziduurile urbane arse și arderea cărbunilor. În mod natural intră în apă și sol $(1\text{-}45)*10^2$ t/an, față de $(9{,}1\text{-}62)*10^2$ t/an.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Arsenul peste 0,05 mg/l a provocat în sud-vestul Taiwanului (1950) afecțiuni vasculare periferice omului (boala "picior negru").

Substanțele radioactive se concentrează în organisme și se transmit în lanțuri trofice. Apa potabilă are ca limită de avertizare cifra de 1850 sau 0,021mg/dm^3 uraniu (U) natural. S-au identificat izotopi de iod, în concentrații de 100 de ori mai mari, cu deosebire în scoici.

Paraziții se transmit prin îmbăiere sau ingerare de apă poluată. Produc: viermi intestinali, febra tifoidă, holera, dizenteria bacilară, hepatita, filarioza, bilharioza etc.

Eutrofizarea se poate produce natural sau ca urmare a dejecțiilor care provin din zootehnie (gunoiul de grajd conține o mare cantitate de uree), din scurgerile de pe terenurile agricole (fertilizanți de natură azotoasă sau fosforice), de pe terenurile de depozitare a fertilizanților etc. Ea este prezentă în apele de suprafață cu viteză mică, mai ales în apele stătătoare. Creșterea rapidă în apă a fosforului și azotului conduce la o înmulțire imediată a algelor și chiar a microfitelor acvatice (zonele litorale lacustre).

P radioactiv	— nevertebrate	— pești	— rațe	— gălbenuș de ou
1	35 de ori	2.000 ori	7.500 ori	20.000 ori

6. Autoepurarea apei

Autoepurarea apei reprezintă ansamblul de procese fizice, chimice și biologice prin care apa se debarasează de poluanții conținuți fără ca omul să intervină prin acțiunile sale (fig.426). Este influențată de: natura și concentrația poluanților, temperatură, radiații ultraviolete solare și regimul curgerii apei (debit, turbulență, condiții de amestecare a efluentului cu receptorul).

Cele mai importante bariere contra migrării poluanților sunt reprezentate de argile.

Cele mai importante *procese fizice* care au loc la autoepurare sunt:

- diluția poluanților prin dispersarea în receptor;
- sedimentarea particulelor solide din apă (depinde de mărimea particulelor, densitatea și forma lor, densitatea efluentului, temperatura, viteza de curgere a apei etc. Sedimentarea rapidă se produce în condițiile existenței unor particule mari, la temperaturi coborâte, în special în sectoarele inferioare ale râurilor. Cele mai multe sedimente se depun la maluri (devin astfel depozitare ale poluanților cu repercusiuni asupra vegetației și faunei);
- adsorbția și absorbția poluanților pe și în alți poluanți sau la mal.

Procesele chimice care se petrec în apă sunt:

- oxidarea (datorită oxigenului dizolvat);
- reducerea (între poluanții existenți);
- precipitarea.

Procesele biologice din apă depind, atât de factorii menționați, cât și de concurența microbiană sau antagonismul dintre microflora adăugată prin poluare și flora deja existentă în apă. Se obțin efecte bacteristatice și bactericide la care se mai adaugă acțiunea bacterivoră a organismelor acvatice.

Epurarea apelor poate avea loc aerob (în prezența oxigenului dizolvat în apă) sau anaerob (cu ajutorul unor bacterii care-și procură oxigenul prin descompunerea unor substanțe existente în apă). Se reduc nitrații, carbonații și sulfații.

Plantele acvatice absorb CO_2 și sărurile din apă prin degajare de oxigen. Unele animale (scoicile, racii, viermii, peștii etc.) rețin în corp unii poluanți, contribuind astfel la autoepurarea apei. Poluarea intensă nu poate fi redusă prin autoepurare; în acest caz apa "moare".

7. Epurarea apelor

Epurarea apelor reprezintă totalitatea operațiilor efectuate pentru diminuarea conținutului de poluanți, astfel încât concentrațiile să nu provoace infectarea apelor receptoare. Epurarea se efectuează într-o serie de utilaje care alcătuiesc stațiile de epurare. Acestea se amplasează în aval de întreprinderile poluatoare. Evacuarea apelor epurate se poate face în amonte sau aval de zona de captare a apei (fig.427). Din stațiile de epurare rezultă ape tratate (epurate) și nămoluri. Acestea din urmă pot fi utilizate ca fertilizanți în agricultură (fără concentrații de metale grele, substanțe nocive, germeni patogeni etc.).

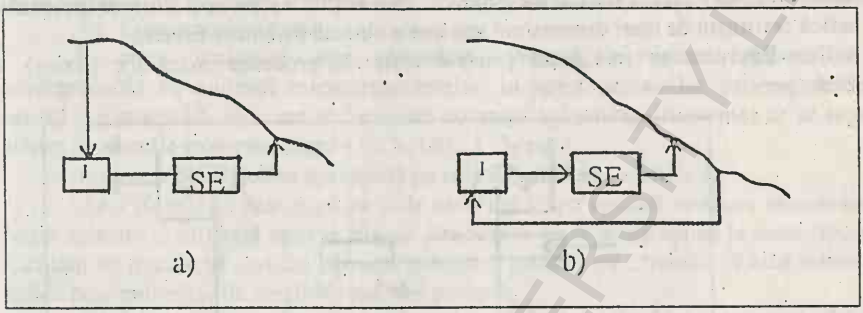


Fig.427 Schema de evacuare a apelor epurate: a-în aval față de captare; b-în amonte față de captare

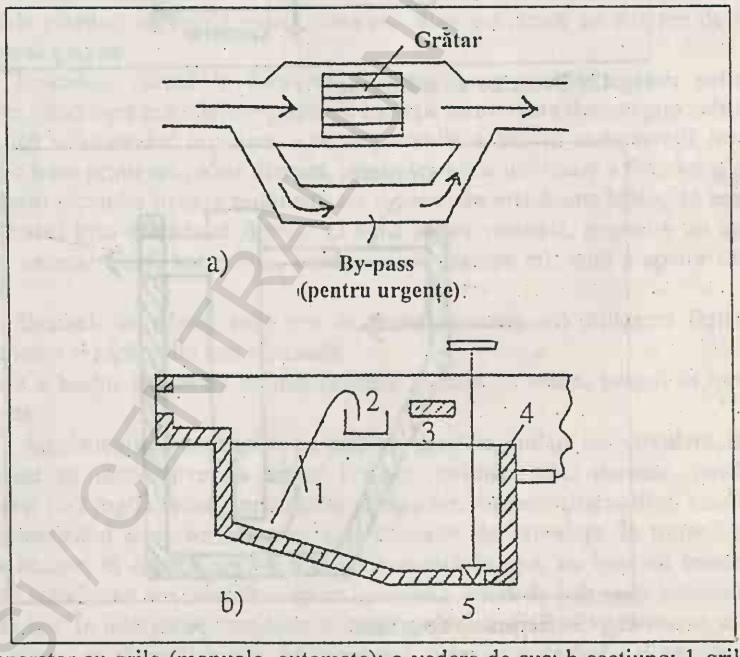


Fig.428 Separator cu grile (manuale, automate): a-vedere de sus; b-secțiune; 1-grilă înclinată; 2-vas de colectare cu ceea ce s-a reținut pe grilă; 3-grilă orizontală; 4-evacuare; 5-valvă de evacuare a materialelor grosiere

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Procedeele de epurare măresc costul produsului. De aceea ele trebuie să fie cât mai simple, să dispună de un număr cât mai redus de faze, să aibă un consum specific de energie redus etc. Reactivii trebuie să fie ieftini (aer, calcar etc.) şi dozarea corespunzătoare.

Cheltuielile de epurare pot fi reduse prin recuperarea unor substanţe din apele reziduale: fibre celulozice, grăsimi organice şi uleiuri vegetale, unele metale (Cu, Cr, Ni, Cd, Hg etc.), vitamina B_{12}, fenoli etc.

Înainte de a se trece la epurarea propriu-zisă se efectuează un *pretatament* care consistă în extragerea tuturor elementelor care ar putea jena operaţiile ce urmează a fi făcute, adică detritusul de mari dimensiuni sau unele obiecte de natură diversă.

Epurarea se realizează printr-o serie de procedee mecanice (fizice), chimice şi biologice.

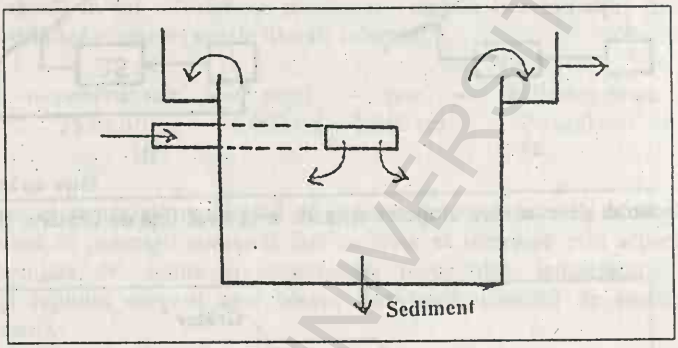


Fig.429 Decantor de sedimente

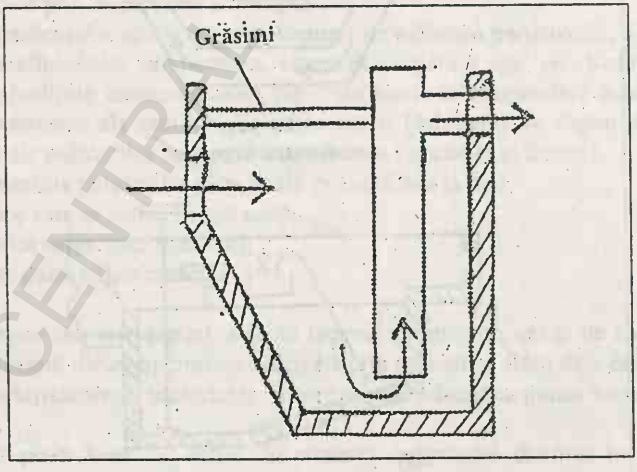


Fig.430 Separator de grăsimi

7.a. Epurarea mecanică

Epurarea mecanică mai poartă şi denumirea de epurare primară. Constă în separarea particulelor solide de diferite dimensiuni ca urmare a următoarelor procedee:

- reţinerea (particule de >1mm, pe grătare sau site amplasate la partea superioară a curentului de apă) (fig.428);

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- denisiparea (în decantoare cu circulaţie orizontală sau verticală, unde scade viteza apei la 0,3-0,4m/s şi se depun particule de 0,2-1mm în 2-3min.) (fig.429);

- separarea uleiurilor (produse petroliere, grăsimi etc.) (fig.430);

- decantarea (particule <0,2mm, adică suspensiile fine şi o parte din particulele coloidale, pe o durată de 1-3 ore; decantoarele sunt gropi, iazuri de pământ, construcţii de pământ, zidărie, mase plastice, oţel etc.).

Pe scurt, schema epurării mecanice se desfăşoară pe linia: ape uzate – separarea particulelor grobe – denisipare – separare grăsimi – decantare primară – apă (în receptor).

7.b. Epurarea biologică

Epurarea biologică sau secundară, vizează eliminarea poluanţilor organici biodegradabili cu ajutorul microorganismelor. În acest caz au loc procese de fermentaţie aerobă sau anaerobă, din care se formează compuşi aglomeraţi (flocoane) ce se separă de apă alături de sărurile minerale şi gaze (SO_2, CH_4, CO_2 etc.).

Epurarea biologică se realizează pe cale naturală sau artificială.

7.b.1.Epurarea biologică pe cale naturală - apa epurată mecanic este strânsă într-un bazin colector şi utilizată apoi la irigaţii. Procedeul nu se poate aplica la toate tipurile de apă. Lichidul nu trebuie să conţină germeni patogeni, paraziţi etc.; trebuie să aibă miros plăcut. Se aplică doar culturilor de sfeclă de zahăr şi porumb.

7.b.2.Epurarea biologică artificială – utilizează, fie filtre biologice, fie bazine cu nămol activ.

Filtrele biologice sau biofiltrele, sunt, în realitate, bazine umplute cu roci minerale, materiale plastice, cărămidă spartă, cocs etc. Sunt prevăzute cu sisteme de ventilaţie pentru eliminarea gazelor.

Procedeul constă în formarea la suprafaţa granulelor a unei pelicule de 1-3mm grosime, conţinând materiale organice şi bacterii aerobe care descompun substanţele organice. Se aplică substanţelor organice uşor degradabile aflate în concentraţii mici. Apa epurată biologic trece printr-un radier drenant, aşezat la partea inferioară a filtrului şi de aici ajunge în decantorul secundar în care sedimentează o parte din membrana biologică antrenată în timpul trecerii apei prin materialul filtrant. O bună aerare naturală, respectiv un aport suficient de oxigen necesar vieţii bacteriilor, conduce la o epurare eficientă a apelor (Negulescu et al., 1995).

Bazinele cu nămol activ sau de aerare (aerotancuri) utilizează fermentaţia aerobă a substanţelor organice din apa reziduală.

Ca bazine de aerare se mai folosesc: canale de beton, şanţuri în teren impermeabil, gropi etc.

Aerotancurile sunt bazine cu secţiune dreptunghiulară sau circulară, înălţimi de 3-5m, prevăzute cu dispozitive de aerare (valţuri, turbine, plăci poroase, conducte perforate). Oxigenul (1-2 mg/l) necesar procesului de epurare, respectiv bacteriilor, este furnizat artificial prin intermediul unor suflante sau a aeratoarelor de suprafaţă. În timpul trecerii apei prin aceste bazine, în decurs de 2-6 ore, se formează în apă, cu ajutorul bacteriilor aerobe, un "nămol activ" care are rolul de a epura apa uzată, adică de a degrada substanţele organice din această apă. În interior se înmulţesc microorganismele (viermi, protozoare, ciuperci, bacterii), dar şi algele, se elimină oxigen din consumul compuşilor de fosfor şi azot în condiţiile în care procesul se desfăşoară la cald. Se formează flocoane ce se decantează sub formă de nămol. Aerarea prelungită stabilizează nămolul care este apoi colectat şi 15-20% din el este recirculat în vederea însămânţării cu microorganisme a bazinelor, în timp ce restul este îndepărtat.

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Nr. crt.	Prelucrare	Condiții	Observații
1	Deshidratare	- în aer liber - pe straturi de nisip, pietriș, beton în pantă - centrifugare - filtre la vid - termic, la 300°C - incinerare - în strat fluidizat - pulverizare în flacără - oxidare cu aer	- straturi 30-40cm - la anorganice - filtre cu vid, presă - benzi transportoare sau coloane cu talere - reziduuri mici - 150-250°C, 10 atm.
2	Înghețare	-	-
3	Stabilizare	- aerob - anaerob (metanic)	- bazine aerobe - metatancuri
4	Utilizare	- în agricultură	- fără metale grele, substanțe toxice
5	Compostarea	-	- la gunoaie urbane
6	Lichefiere	- cu alcalii, la temperatură și presiune	- la substanțe radioactive

Tabel 75 Procedee de prelucrare a petrolului

după Vișan et al., 1998

Nămolul rezultat din stațiile de epurare (din decantoarele primare, respectiv secundare) trebuie tratat anaerob pentru a-i scădea umiditatea și a deveni mai puțin nociv. Tratarea anaerobă a nămolului, cu ajutorul bacteriilor anaerobe, are ca scop final dezintegrarea substanțelor organice din nămol.

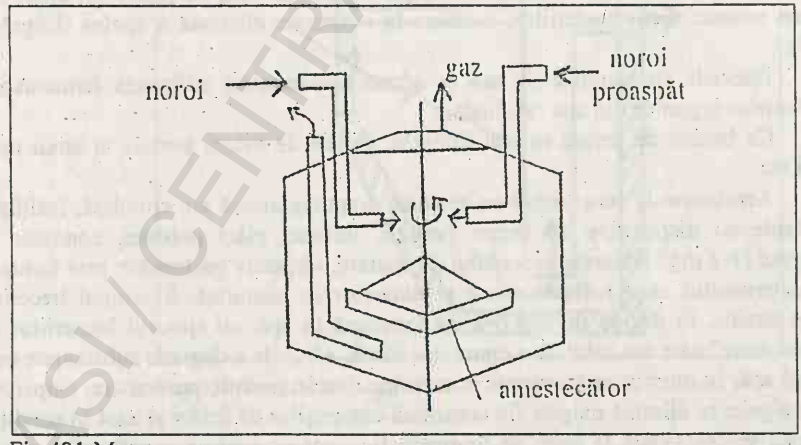


Fig.431 Metatanc

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Metatancurile sunt recipiente din beton precomprimat, de 10.000 m³, prevăzute cu sisteme de încălzire, agitare, pompe de recirculare a nămolului, gazometre. Fermentarea nămolului durează cca. 20-30 de zile. Ele se amplasează în baterii (fig.431).

Nămolul care provine din gospodăriile individuale sau din micile aglomerații rurale este tratat în fose septice. Aceste bazine sunt compartimentate, executate sub nivelul suprafeței topografice, în care nămolul rămâne timp de 6-9 luni la temperatura mediului ambiant. Apa trecută prin fose este, de cele mai multe ori, utilizată la irigarea terenurilor învecinate.

7.c. Epurarea chimică

Este epurarea care se aplică poluanților dizolvați în apă. Înainte de a ajunge la stația de epurare apele acide sau alcaline sunt deja neutralizate. Apele acide se tratează cu baza cea mai ieftină și anume cu laptele de var (soluție de $Ca(OH)_2$).

Epurarea chimică propriu-zisă constă într-o serie de tratări ale apei în funcție de natura și concentrația poluanților. Cele mai utilizate procedee sunt: oxidarea, precipitarea, coagularea și clorurarea.

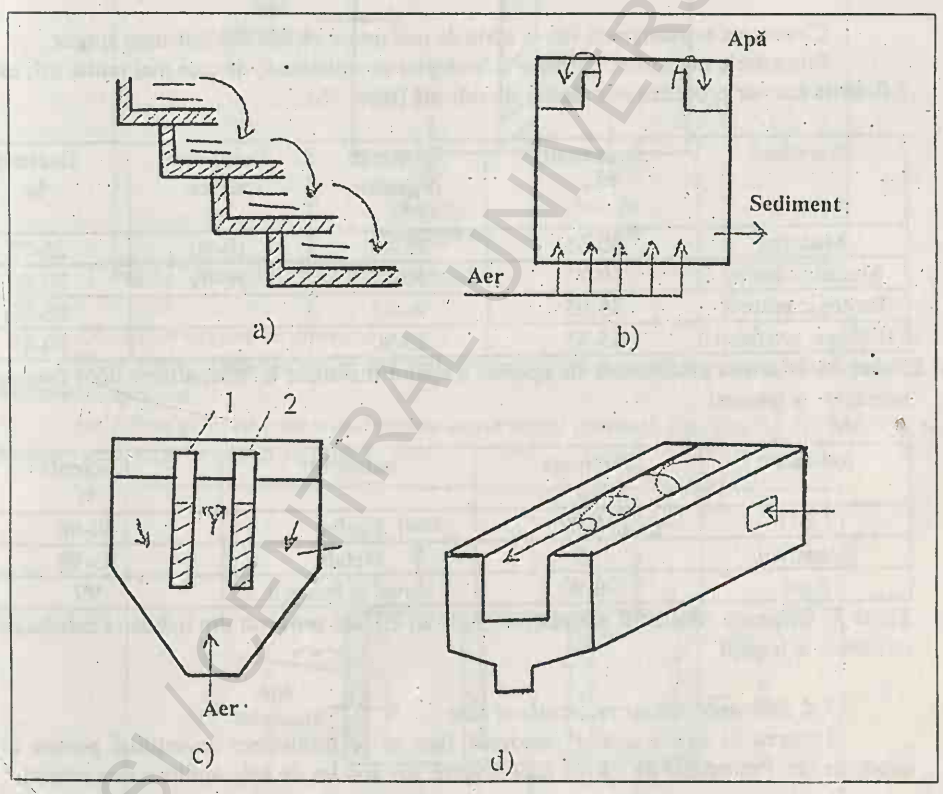


Fig. 432 Sisteme de aerare a apelor uzate: a-postaerare în cascadă; b-decantor de aerare; c-cameră de calmare cu aerare; d-canal de curgere în spirală; 1,2-deflectoare longitudinale

Oxidarea se realizează cu ajutorul oxigenului sau ozonului existent în aer. Se aplică atât apelor acide (din industria celulozei cu pH = 1-2), cât și celor bazice (din producția coloranților). Se realizează în cascadă sau în bazine speciale (fig.432). Ozonarea poate

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

decurge direct sau catalitic prin folosirea de TiO_2, în vederea distrugerii pesticidelor, acidului oxalic, dioxanului din reziduu, vopselelor, antioxidanților din producția de cauciuc, produselor petroliere etc.

Precipitarea vizează realizarea unor particule sedimentabile cu ajutorul reactivilor adecvați.

Coagularea face apel la sărurile solubile de fier și aluminiu aflate ca atare $Al_2(SO_4)_3$, $FeCl_3$, sau în alauni $NaAl(SO_4)_2$, $KFe(SO_4)_2$ etc. la cenușa de termocentrală, bentonită etc. Se mai utilizează și silicea (SiO_2), polielectroliți (substanțe macromoleculare) etc. Materialele menționate formează, în apă, precipitate voluminoase care atrag substanțele coloidale ce dau turbulența apei și se depun împreună, mai repede, în decantorul principal.

Clorurarea utilizează drept reactivi clorul sau hipocloritul care reacționează cu apa producând oxigen activ ce distruge microorganismelor din apă:

$$Cl_2 + H_2O - 2HCl + O,$$
$$NaClO - NaCl + O.$$

Clorurarea se realizează într-o serie de mai multe utilaje sau într-unul singur.

Procedeele mecanice, chimice și biologice se utilizează, de cele mai multe ori, asociat. Eficiența acestor procedee este destul de ridicată (tabel 76).

Procedeul	Suspensii %	Substanțe organice %	Substanțe toxice %	Bacterii %
Mecanic	40-65	25-40	10-90	25-75
Mecano-chimic	50-75	30-45	30-99	30-80
Biologic natural	85-95	90-95	-	95-99
Biologic artificial	65-95	75-90	-	90-95

Tabel 76 Eficiența procedeelor de epurare a apelor reziduale la îndepărtarea unor categorii de substanțe și bacterii

Indicatori	Eficiența %	Indicatori	Eficiență %
CBO	95-99	Fosfor	80-90
Suspensii	99	Metale	95-99
Azot	70-90	Viruși și bacterii	99

Tabel 77 Eficiența eliminării poluanților dintr-un efluent provenit din industria celulozei, prin utilizarea la irigații

7.d. Epurarea apelor reziduale in situ

Tratarea în situ a apelor reziduale face să se diminueze investițiile pentru utilaje, conducte etc. Procedeele de tratare sunt diverse, dar aria lor de aplicabilitate este redusă.

Nr. crt.	Procedeul	Dificultăți
1	Aerarea	La sisteme multicomponente. Până la 9m.
2	Antrenarea cu abur	La zonele de curgere cu joasă permeabilitate. La recuperarea contaminanților legați de sol.

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

3	Desorbția termică	La distribuirea căldurii.
4	Tratarea termică	-
5	Recuperarea unor metale	-
6	Extracția cu solvenți clorurați	Posibile acumulări de compuși intermediari.
7	Biologic	La zonele de joasă permeabilitate. Eficiență diferită în funcție de substanțe. La aerare.

Tabel 78 Procedee de tratare in situ a apelor reziduale

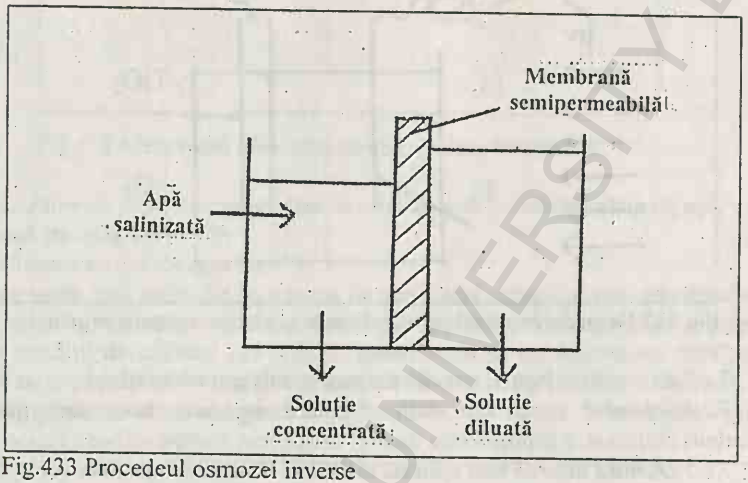


Fig.433 Procedeul osmozei inverse

7.e. Alte procedee de epurare

Când apele reziduale nu se pot trata eficient prin procedeele amintite se apelează la tratamente speciale:

7.e.1.Precipitarea controlată pentru unele săruri metalice (Fe, Zn, Hg, V, Mo, Cu, Ni, Co etc.) în funcție de pH-ul soluției.

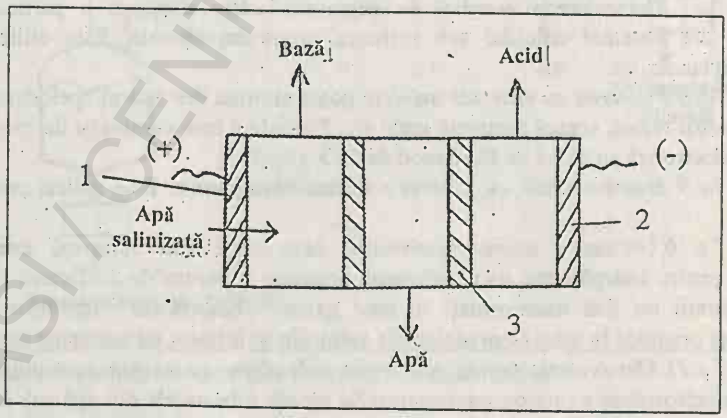


Fig.434 Procedeul AQUATECH (Anglia): 1-membrană selectivă de cationi (+); 2-membrană selectivă de anioni (-); 3-membrană bipolară

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7.e.2.Oxidarea catalitică pentru unii poluanți deosebit de toxici (pesticide, cianuri, medicamente, coloranți etc.). Catalizatorii sunt sărurile de Mn, Co, Fe, Ni, Cu, Mo sau oxizii acestor metale depuse pe suport. Oxidarea are loc în prezența aerului, la temperaturi și presiuni obișnuite, în utilaje de mici dimensiuni cu consum redus de energie și reactivi, precum și un randament de 99%.

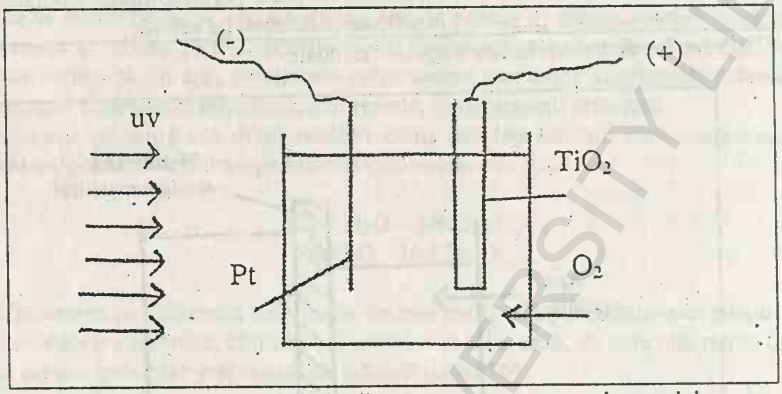


Fig.435 Degradarea totală prin iradiere u.v. a unor compuși organici

7.e.3.Extracția selectivă a unor compuși în solvenți adecvați.

7.e.4.Schimbul ionic este utilizat pentru separarea unor ioni metalici, a unor hidrocarburi clorurate, a azotului etc.

7.e.5.Osmoza inversă este aplicată nitraților. Soluția de apă trece printr-o membrană de acetat de celuloză, poliamidă sau sticlă specială, obținându-se o apă mult mai diluată (fig.433).

7.e.6.Membranele bipolare facilitează trecerea, printr-o față, a ionilor de hidrogen H^+ și prin alta, a ionilor de oxidril OH^-. Soluția de apă curge în exteriorul membranei, difuzează central și se disociază în ioni. Într-un compartiment ia naștere o soluție bazică, iar în celălalt una acidă. Din apele reziduale se pot recupera: NF, HNO_3, H_2SO_4 etc. (fig.434).

7.e.7.Electroforeza consistă în deplasarea către electrozi a particulelor încărcate electric din sistemul coloidal sub acțiunea curentului electric. Este utilizată în vederea separării coloizilor.

7.e.8.Iradierea cu raze ultraviolete poate elimina din cadrul apelor reziduale fenolul, unii produși toxici, separă metalele grele etc. Procedeul este completat de oxigenarea soluției sau de electroliză cu catod de Pt și anod de TiO_2 (fig.435).

7.e.9.Arderea totală cu plasmă a deșeurilor organice. Este aplicat pentru distrugerea CH_2O.

7.e.10.Utilizarea microorganismelor heterotrofe sau autotrofe este un procedeu utilizat pentru îndepărtarea unor substanțe organice și pentru denitrificarea biologică a apei când nitrații au fost transformați în azot gazos. Organismele heterotrofe se hrănesc cu substanțe organice în timp ce organismele autotrofe se hrănesc cu substanțe anorganice.

7.e.11.Membranele biologice aerobe îmbogățite cu oxigen sunt utilizate în vederea fixării electrostatice a microorganismelor. Se separă substanțele din apă sub formă de nămol. Se pot recupera: coloranți, diverse săruri, pesticide, fenoli, Cr, W, Ni, Cd, Zn, Cu etc. (fig.436).

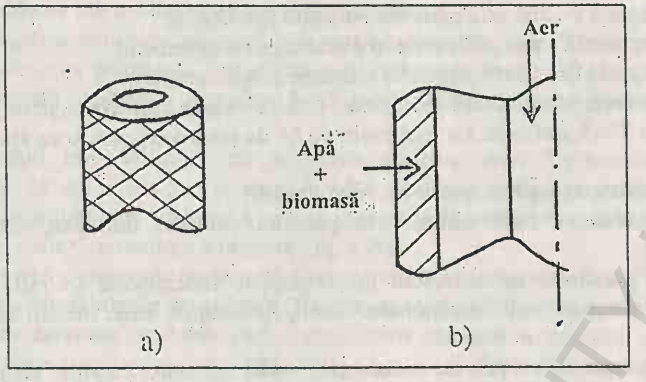


Fig.436 Membrană biologică aerobă: a-plan; b-secțiune

7.e.12.Plantele filtru au capacitatea de a reține unii poluanți: salata de apă, unele alge, zambila de apă etc. (fig.437).

7.f. Evacuarea apelor epurate

Apele uzate sunt evacuate în rețeaua de canalizare urbană și apoi în cursurile de apă. Pentru evacuarea în rețeaua de canalizare toate apele reziduale urbane trebuie să îndeplinească următoarele condiții de calitate: pH=6,6-11, temperatura să nu depășească 50°C, produsele petroliere să nu depășească 150 mg/l, conținutul de CN^-, clor, H_2S să fie <1 mg/l, să fie lipsite de suspensii, substanțe chimice agresive, inflamabile, toxice etc. Dacă apele reziduale nu îndeplinesc aceste condiții trebuie preepurate în stații speciale.

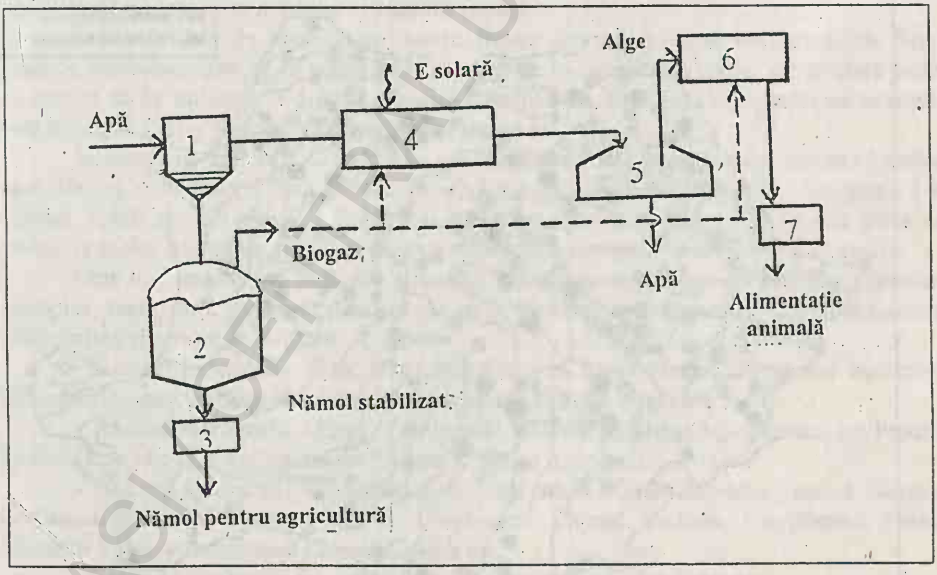


Fig.437 Epurarea apelor reziduale prin intermediul algelor active

Pentru a putea fi evacuate în acviferele de suprafață apele epurate trebuie să îndeplinească condițiile de calitate impuse de categoria receptorului. Receptorii sunt clasificați în trei categorii:

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- categoria I – ape utilizabile în industria alimentară;
- categoria II – ape utilizabile în piscicultură și agrement;
- categoria III – ape utilizate în industrie și agricultură.

Directivele Comunității Europene, la care statele membre trebuie să se conformeze încă din anul 1985, definesc nu mai puțin de 61 de parametri pentru ca apa să fie utilizată ca potabilă:

- 2 parametri organoleptici (mirosul, gustul);
- 17 parametri fizico-chimici (temperatura, culoarea, duritatea, turbiditatea, oxigenul dizolvat etc.);
- 24 parametri ce se referă la substanțele indezirabile (nitrați, nitriți, amonium, hidrocarburi dizolvate sau emulsionate, fenoli, fier, cupru, zinc, materii în suspensie, clorul rezidual etc.);
- 13 parametri ce privesc substanțele toxice (arsenic, cadmiu, cianura, crom, nichel, plumb, pesticide, hidrocarburi aromatice) etc.;
- 5 parametri microbiologici (coliformele, streptococii, germenii) etc.;

Se remarcă faptul că 37 din cei 61 parametri sunt reprezentați de substanțe toxice sau poluante.

În Italia anului 1989 peste 2,5 milioane locuitori consumau apă contaminată, în Marea Britanie între 2-11 milioane locuitori, iar în Franța doar 41% din populația țării consumă apă de calitate satisfăcătoare.

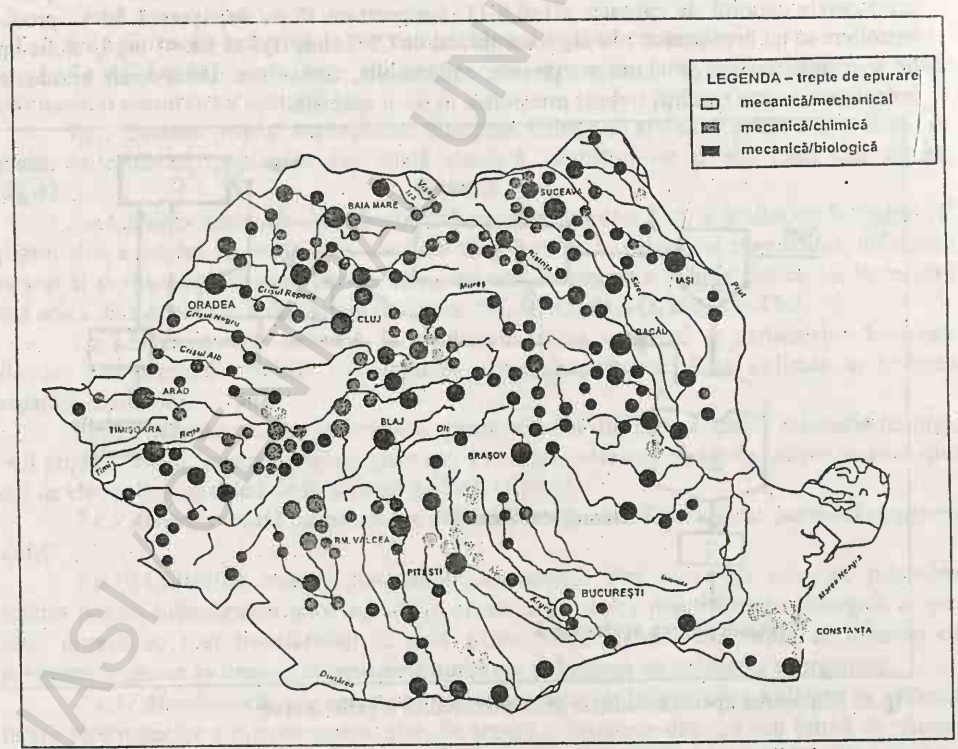


Fig.438 Capacitatea și structura stațiilor de epurare a apelor uzate din localități
după Berca, 1998

8. Probleme ale poluării apelor în România

8.a. Analiza comparativă a calității *apelor subterane* din România arată o creștere ușoară a substanțelor principale impurificătoare: substanțe organice, amoniu, azotați etc. În ultimii ani această creștere a fost de 0,5-1,5 mg/l, depășind uneori limitele admisibile de potabilitate.

Principalii impurificători, pe terenurile agricole, sunt îngrășămintele chimice și pesticidele, iar în mediul urban și rural diferite substanțe toxice provenite din activitățile economice. Capacitatea de epurare a apelor uzate din România este încă destul de redusă, comparativ cu țările Comunității Europene (fig.438).

Se observă o oarecare creștere și a temperaturii față de normal: 1-3°C iarna și 6-8°C vara. Cca. 90% din fântânile investigate (Negulescu et al., 1995) erau contaminate cu diverse impurități care deranjau calitatea apei (concentrația maximă a azotului – 45 mg/l – este depășită, ajungându-se uneori la 100 mg/l). La sate, 70% din totalul fântânilor sunt contaminate fizic, chimic și microbiologic.

Condiția de bază care trebuie asigurată în zona de captare propriu-zisă a apei subterane (mai ales freatică) este durata de parcurgere a apei care este necesar să fie de 20 zile de la limita zonei de regim sever până la captare. Distanța de protecție sanitară minimă este de 50m în amonte de captare (față de direcția de curgere a apei subterane) și de 20m spre aval. Pentru stratele de apă mai adânci de 50m limitele de utilizare a zonei de captare se pot reduce la 10m.

Cele mai afectate pânze freatice de pe teritoriul României sunt cele situate în jurul orașelor București și Bacău, ele fiind contaminate puternic cu substanțe chimice.

8.b.Apele de suprafață din România sunt afectate de activitățile economice. Râurile cele mai afectate sunt: Oltul și Mureșul (cu substanțe chimice), Trotușul (cu produse petroliere), Ialomița (cu dejecții animale) etc. În acest caz, trebuie abordată o manieră adecvată de management a tuturor sistemelor fluviale.

În standardele de specialitate, pentru fiecare din categorii, se dau condițiile fizice, chimice, microbiologice și de eutrofizare care trebuie îndeplinite de apele de suprafață pentru ca acestea să fie utilizate în diferite domenii de activitate. Cele mai importante caracteristici sunt legate de CBO_5, O_2, suspensii, substanțe toxice etc.

În România, din cca.19.750 km de ape curgătoare (râurile interioare, inclusiv Dunărea între Baziaș și Sulina), 7.150 km fac parte, din punct de vedere calitativ, din grupa I de calitate, 6.580 km din grupa II, 2.700 km din grupa III și restul de 3.620 km fac parte din categoria apelor degradate, necorespunzătoare din punct de vedere al utilizării economice.

Cele mai importante râuri din România suportă grade diferite de poluare și presiune antropică, fapt pentru care sunt preluate sau nu în sistemul economic. Se vor aminti bazinele hidrografice și sursele de poluare:

- Bazinul hidrografic Siret: Platforma Chimică Piatra Neamț, Platforma Industrială Săvinești-Roznov, Fabrica Letea Bacău, Combinatul Chimic Bacău etc.;
- Bazinul hidrografic Mureș: Combinatul Chimic Tg.Mureș, Combinatul de Produse Sodice Ocna Mureș, Combinatul de Produse Chimice Arad etc.;
- Bazinul hidrografic Olt: Fabrica de Celuloză și Hârtie Zărnești, Fabrica Colorom Codlea, Combinatul Chimic Făgăraș, Combinatul Chimic Victoria, Combinatul Chimic Râmnicu Vâlcea, Combinatul Chimic Govora etc.;
- Bazinul hidrografic Jiu: preparațiile de cărbuni din Valea Jiului etc.

Pe unele râuri din România sunt categorii de substanțe poluante care depășesc cu mult limitele admise de standardele internaționale:

- Râul Mureș: clorurile în secțiunea Aiud;
- Râul Olt: clorurile în secțiunile Govora și Slatina;

BCU CLUJ LIBRARY

- Râul Bârzava: zincul în secțiunea Reșița;
- Râul Târnava Mare: zincul, cadmiul și plumbul în amonte de Copșa Mică;
- Râul Bega: oxigen sub limita minimă în secțiunea Bârzava;
- Râul Ialomița: oxigenul dizolvat sub limita minimă în secțiunea Cosâmbești; reziduu fix, amoniu și cloruri;
- Râul Bistrița: substanțe organice în secțiunea Roznov;
- Râul Siret: substanțe organice în secțiunea Galbeni;
- Râul Bârlad: oxigen dizolvat sub limita minimă și substanțe organice în aval de Vaslui;
- Râul Bahlui: oxigen dizolvat sub limita minimă, substanțe organice și amoniu în secțiunea Holboca;
- Râul Săsar: cupru, mangan și zinc în secțiunea Baia Mare;
- Râul Crișul Repede: zinc în secțiunea Tarian etc.

Din punct de vedere fizico-chimic apele Dunării se înscriu în normele și standardele medii. Datele saprobiologice indică și ele o calitate corespunzătoare pe toată lungimea parcursă în țară. Radioactivitatea indică valori normale la nivelul fondului natural. După anul 1970 s-au înregistrat creșteri pentru unii indicatori de până la 6 ori: fosfați, nitrați și amoniu, dar fără să se depășească limitele admise. Și mineralizarea a înregistrat creșteri de 35%, indicele saprob a depășit valoarea de 2,0 etc.

În timpul ploilor puternice, ca urmare a spălării solurilor, gradul de poluare poate crește, mai ales pentru apele de inundație.

Aporturile externe de săruri și nutrienți au avut drept consecință dezvoltarea abundentă a fitoplanctonului care, în ultimii ani, a atins valori de 100 de ori mai mari ca în 1970. Dezvoltarea fitoplanctonului determină scăderea oxigenului dizolvat în apă și de aici micșorarea posibilităților de autoepurare. În sectoarele cu viteze mici împrospătarea cu oxigen este deficitară. Pe Dunăre sunt sectoare unde deficitul de oxigen dizolvat atinge valori de 40%: lacul de acumulare Porțile de Fier I, brațe secundare, Delta Dunării etc. Fenomenul de eutrofizare se resimte mai des în unele lacuri din Delta Dunării.

Pe teritoriul țării noastre este urmărită calitatea apelor doar pe 55 de lacuri (naturale și artificiale). Aproape în totalitate apele acestora se încadrează în grupa I de calitate.

Gradul de troficitate al lacurilor este caracteristic formațiunilor oligotrofe și mezotrofe. În unele lacuri se constată cantități mai mari de substanțe organice, nutrienți etc. încât apele lor nu se pot încadra nici în grupa III de calitate: Râmnicu Vâlcea, Băbeni, Strejești (bazinul hidrografic Olt), Paltinul și Căldărușani (bazinul hidrografic Ialomița) etc.

În cazul în care apele sunt contaminate și nu se tratează corespunzător pot cauza apariția unor boli greu vindecabile. Maladiile infecțioase transmise prin apă sunt generate de următorii poluanți:

- *bacterii*, care genereză: holera (afecțiune bacteriană digestivă proliferată de un germene); febra tifoidă (proliferată de bacilul tific *Salmonella typhi*); dizenteria (generată de bacilii dizenterici *Shigella disenteriae*); leptospiroza (generată de leptospirele patogene) etc.;
- *viruși*, care generează: poliomelita; hepatita virală; conjuctivita de bazine de îmbăiere (provocată de un adenovirus) etc.;
- *paraziți*, care generează: amibiaza (dizenteria amibiană – cea mai răspândită parazitoză de natură hidrică); lambliaza (parazit eliminat de omul bolnav și excepțional de animale); tricomonaza (transmisă de apă alături de contactul sexual uman) etc.

Apele potabile din România, în anumite condiții și locuri specifice, cunosc un grad ridicat de concentrate cancerigene.

BCU ACADEMIA DE STUDII ECONOMICE LIBRARY

Oraşul	As	NO_3	Cr	Cd	Benzopiren	Pesticide	Trihalometan
Constanţa	0	7,2	0,028	0,003	0,82	0,45	0,79
Giurgiu	0	14,7	0,019	0,002	0	0,07	13,5
Ploieşti	0	0	0,067	0,002	3,49	0,08	26,6
Tulcea	0	60,2	0,025	0,003	0,74	0,06	28,3
Brăila	0,014	7,9	0,005	0,0001	0	0,04	43,8
Craiova	0	6,8	0,003	0,002	0	0,03	29,7
Târgu Jiu	0,017	0	0	0,007	67	0,07	11,5
Slatina	0,05	6,9	0,003	0	67	0,07	11,5
Târgovişte	0	24,0	0,011	0,001	-	0,01	13,5
Buzău	0	0	0,019	0,001	0,3	0,03	18,8
Bucureşti	0,077	4,1	0,003	0,001	2,5	12,6	27,7
Râmnicu Vâlcea	0	6,0	0	0,0004	0	1,09	37,5
Alexandria	0,16	2,3	0,006	0,0004	0	0,41	29,3
Braşov	0	14,0	0	0	0,70	1,05	18,8
Piteşti	0,015	2,7	0	0,0006	2,34	0,66	29,3
Oradea	0	3,8	0	0	0	0,09	18,8
Zalău	0	7,6	0,14	0	25	0,85	-
Bistriţa	0	0	0,002	0	5,0	0,37	-
Alba Iulia	0	1,7	0,001	0	32,0	0,37	-
Iaşi	0	10,0	0,002	0,0002	2,2	0,52	-
Galaţi	0,012	9,2	0,003	0,013	1,2	-	-
Suceava	0,012	37,8	0,012	0,047	3,3	-	-
Botoşani	0	5,2	0,014	0,009	138,0	0,03	70,8
Piatra Neamţ	0	7,0	0,03	0,002	40	0,07	33,5
Târgu Mureş	0	2,0	0	0	-	6,86	-
Baia Mare	0	9,0	0	0	-	6,95	-
Cluj Napoca	0	6,0	0	0	-	1,12	-
Miercurea Ciuc	0	-	0	0	-	0,82	-
Timişoara	-	-	0,010	0,002	-	3,0	-
Arad	0,02	-	0	0,101	-	-	-
Bacău	0,24	11,8	0,001	0,003	18,9	-	33,7
Focşani	0	1,1	0,003	0,003	20,4	0,10	14,5
Vaslui	0	9,8	0,003	0,018	0,61	0,13	85,9
Nivel maxim admis	0,05	45	0,05	0,005	10	0,5	100

Tabel 79 Concentrate cancerigene prezente în apa potabilă a centrelor urbane din România (10^{-6} g/e)

după Institutul de Igienă şi Sănătate Publică, 1998

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Poluarea apelor nu se poate opri la limita unui stat, cum de altfel asemănătoare este şi poluarea atmosferei, mai ales prin intermediul ploilor acide (fig.439).

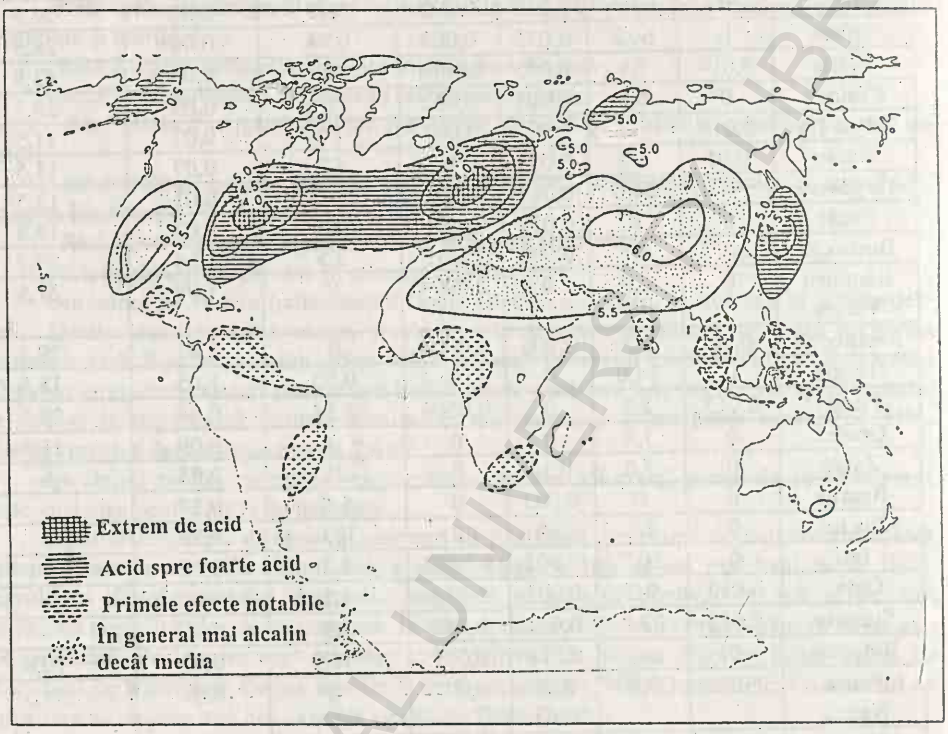


Fig.439 Distribuţia ploilor acide pe Glob

după Jones, 1998

Ţările Scandinave, în particular Suedia, se află de mai mult timp în avangarda protejării mediului înconjurător ca urmare a faptului că deţin, în ciuda unei industrii de prelucrare slabe, lacuri sterile ca rezultat al căderii ploilor acide venite din zonele vecine. Astfel de lacuri există în Quebec şi Provinciile Maritime din Canada deoarece ploile acide din S.U.A. se fac simţite şi în sectoarele nordice.

Un acord asupra calităţii apelor din Marile Lacuri a fost încheiat între 8 state din S.U.A şi două provincii din Canada. În acest fel se urmăreşte prezervarea apelor în vederea utilizării acestora.

Mari cursuri de apă care să aparţină unui singur stat sunt foarte rare. Principalele căi de apă din Europa traversează mai multe ţări. Se pune problema încheierii unor acorduri de cooperare mai ales pentru Rhin şi Dunăre.

Principalul obstacol al acordurilor internaţionale asupra unui subiect determinat este convingerea naţiunilor suverane să cadă la un compromis de cooperare.

Uneori, pagubele provocate de poluare pot fi imense, cu repercusiuni imediate şi de cele mai multe ori de nerecuperat.

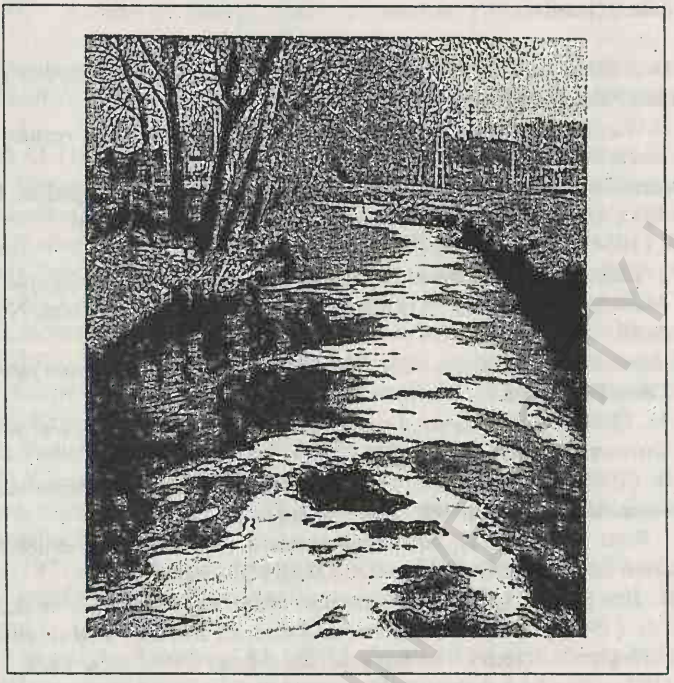


Foto 68 Poluarea unui râu prin intermediul detergenților

Foto Gh.Romanescu

Categoria de poluare	DM mld.	U.S. mld.
Poluarea apei în care se poate pescui	0,3	0,1
Poluarea pânzei freatice	9,0	2,9
Recreare	Necunoscute	Necunoscute

Tabel 80 Evaluarea pagubelor produse de poluare în fosta R.F.Germană în perioada 1983-1985

după Szenteşi, 1998

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bibliografie selectivă

Abbott M.B. (1979), *Computational hydraulics; Elements of the theory of free surface flows,* Pitman Publ. Ltd., London.

Ahlmann H.W., Thorarinsson N. (1937), *Vatnajökull, Scientific results of the Swedish-Icelandic Investigation 1936-1937*, Geografska Annaler, 19.

Albu C., Brezeanu M. (1974), *Enciclopedie de Chimie*, Edit. Enciclopedică, Bucureşti.

Albu M. (1981), *Mecanica apelor subterane*, Edit. Tehnică, Bucureşti.

Alekin O.A. (1954), *Hidrochimia,* Bucureşti (trad. Din lb. rusă).

Allen G.P., Laurier D., Thouvenin J. (1979), *Étude sédimentologique du delta de la Mahakam,* Paris: TOTAL, Compagne Française des Pétroles, Notes et Mémoires, nr.15.

Allen G.P., Mercier F. (1987), *Les deltas: sédimentologie et exploration pétrolière,* Bull. Soc. Géol. France, nr.7.

Amăriucăi M. (2000), *Gestionarea şi valorificarea resurselor atmosferei şi hidrosferei,* Edit. Universităţii „Al.I.Cuza", Iaşi.

Ambroise B. (1998), *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. Processus, Fecteurs, Modèles.* Edit. *H*G*A*, Bucureşti.

Amoros C., Petts G.E. (1993), *Bases conceptuelles*, In: Hydrosystèmes fluviaux, sous la direction de Amoros C. et Petts G.E., MASSON, Paris.

Anastasiu N., Jipa D. (1983), *Texturi şi structuri sedimentare,* Edit. Tehnică, Bucureşti.

Andersen B.G. (1981), *Late Weichselian Ice Sheets in Eurasia and Greenland*, In: Denton G.H., Hughes T.J. (eds), The last great ice sheets, Wiley, New York.

Antipa Gr. (1921), *Dunărea şi problemele ei ştiinţifice, economice şi politice,* Bucureşti.

Antonescu C.S. (1967), *Biologia apelor*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Arghiriade C. (1977), *Rolul hidrologic al pădurii*, Edit. Ceres, Bucureşti.

Aselman I., Crutzen P.J. (1989), *Global distribution of natural freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions,* Journal of Atmosphere Chemistry, 8.

Avoine J., Allen G.P., Nichols M., Solomon J.C., Larsonneur C. (1981), *Suspended sediment transport in the Seine estuary, France: effect of man made modifications on estuary-shelf sedimentology,* Marine Geol., nr.40.

Axelsson V. (1967), *The Laitaure delta. A study of deltaic morphology and processes,* Geogr. Annaler, nr.49A.

Bachelard G. (1942), *L'Eau et les Rêves. Essai sur l'imagination de la matière,* Librairie José Corti, Paris.

Bachelard G. (1997), *Apa şi visele*, Edit. Univers, Bucureşti.

Bader et al. (1939), *Der Schnee und seine Metamorphose: Beiträge Zur Geologie der Schweiz*, Geotechnische Serie, Hydrologie, pt.3, Bern: Kommissionsverlag Kümmerly aud Frey.

Badrus Gh., Manea Gh. (1993), *Economistul*, nr.293, aprilie.

Bambalov N.N. (1996), *Peatlands and peat resources of Belarus*. În: Global peat resources, Edited by Eino Lappalainen, International Peat Society, Geological Survey of Finland.

Bär O. (1977), *Géographie de l'Europe*, Librairie de l'Etat de Berne.

Bär O (1981), *Géographie de la Suisse*, Edition Delta, Vevey.

Barnea M., Papadopol C. (1975), *Poluarea şi protecţia mediului,* Edit. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Bates C.C. (1953), *Relational theory of delta formation,* Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol.37.

Baulin V.V., Danilova N.S. (1984), *Dynamics of late Quaternary permafrost in Siberia,* In: Velichko A.A. (ed.), Late Quaternary environments of the Soviet Union, Longman, Essex.

Bâra C., Chirilă Al. (1994), *Ghidul hidroamelioratorului*, Edit. Ceres, Bucureşti.

Bear J. (1972), *Dynamics of fluids in porous media*, American Publishing Company Inc., New York, London, Amsterdam.

Bear J. (1979), *Hydraulics of Groundwater*, McGraw Hill, New York.

Berca M. (1998), *Teoria gestiunii mediului şi a resurselor naturale,* Edit. GRAND, Bucureşti.

Bird E.C.F. (1970), *Coastas*, The M.I.T. Press, Massachusetts.

Birot P. (1961), *Réflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau,* Ann. Géomorphol, 5.

Bishop B.C. (1957), *Shear morains in the Thule area, nortwest Greenland*: United States Army, Corps of Engineers, Snow, Ice and Permafrost Research Establishment Research Rept., 17.

Blatt H. (1982), *Sedimentary Petrology,* Freeman and Co., London.

Bodin J. (1976), *L'écologie et l'environnement*, Collection Mouche, Paris.

Bogdan Octavia, Niculescu Elena (1999), *Riscurile climatice din România*, Edit. Institutului de Geografie, Bucureşti.

Borland W.M. (1971), *Reservoir Sedimentation. River Mechanics*, Vol.II, Fort Collins.

Botnariuc N. (1967), *Principii de biologie generală*, Edit. Academiei R.S. România, Bucureşti.

Botnariuc N., Murgici A., Papadopol M. (1972*), Ecosistemele acvatice şi productivitatea lor*, Realizări recente şi perspective în biologie, Bucureşti.

Botzan M. (1984), *Apele în viaţa poporului român,* Edit. Ceres, Bucureşti.

Botzan M. (1998*), Corectarea mediului într-o regiune a Europei unite (umanizarea naturii),* Edit. Academiei Române, Bucureşti.

Bouwman A.F. (1990), *Global distribution of the major soils and land cover types*, In: Bowman A.F. (sd), *Soils and the Greenhouse Effect* (ed. A.F.Bouwman), John Wiley and Sons, Chichester.

Boyd R.L., Dalrymple R.W., Zaitlin B.A. (1992), *Classification of clastic coastal depositional environments,* Sedimentary Geology, nr.80.

Bras R.L. (1985), *Random Functions and Hydrology*, Addison – Wesley Publishing Company, New York.

Bravard J-P., Petit F. (2000), *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial,* Armand Colin, Paris.

Breier Ariadna (1965), *Complexul lacustru Gorgova – Delta Dunării. Probleme de morfogeneză, evoluţie şi regim hidric*, Studii şi comunicări de geologie-geografie şi mediul ambiant, Peuce V, Tulcea.

Breier Ariadna (1976), *Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre. Studiu hidrogeografic*, Edit. Acad. Române, Bucureşti.

Bretoteanu M. (1981), *Apele subterane o importantă bogăţie naturală*, Edit. Ceres, Bucureşti.

Brown R.J.E. (1970), *Permafrost in Canada: its influence on northern development*, University of Totonto Press, Toronto.

Bucur Aurelia (1999), *Elemente de chimia apei,* Editura H*G*A*, Bucureşti.

Bülow K (1929), *Allgemeine Moorgeologie,* Handbuch der Moorkunde I, Berlin.

Cameron W.M., Pritchard D.W. (1963), *Estuaries,* In: M.N.Hill (Editor). The Sea, Interscience NY, vol.2.

BCU CLUJ - UNIVERSITY LIBRARY

Campy M., Macaire J.J. (1989), *Géologie des formations superficielles, Geodynamique - faciès – utilisation*, Masson, Paris.
Caro P. (1995), *De l'eau*, Editions Hachette, Paris.
Castany G. (1967), *Traité pratique des eaux souterraines*, Edition Dunod, Paris.
Castany G. (1980), *L'eau propre*, Edition Hachette, Paris.
Cebotarev A.I. (1957), *Hidrologia uscatului şi calculul scurgerii râurilor* (traducere din limba rusă), vol.I, Bucureşti.
Certusov M.D. (1966), *Hidraulică. Curs special*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Cetină Elena (1978), *Resursele hidroenergetice ale Terrei*, Edit. Militară, Bucureşti.
Chamley H. (1988), *Les milieux de sédimentation*, BRGM Editions, Paris.
Chevalier J., Cheerbrandt A. (1969), *Dictionnaire des symboles*, Editions Laffont, Paris.
Chiriac V., Filotti A., Teodorescu I. (1976), *Lacuri de acumulare*, Edit. Ceres, Bucureşti.
Chorley R.J. (1971), *Introduction to Fluvial Processes*, Methuen and CoLTD, London.
Chow V.T. (1964), *Handbook of applied hydrology*, New York.
Chow V.T. (1971), *Handbook of applied hydrology*, Mc.Graw – Hill Company, New York.
Chow V.T. (1973), *Open-Channel Hydraulics*, McGraw-Hill, International Edition, Civil Engineering Series.
Cineti A. (1990), *Resursele de ape subterane ale României*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Ciocârdel R. (1957), *Hidrogeologie*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Clark A.N. (1990), *Dictionary of Geography*, Penguin Books, London.
Coleman J.M., Wright L.D. (1975), *Modern river deltas: Variability of process and sand bodies*, In: Broussard M.L. (Ed.), Delta: models for exploration, Geol. Soc., Houston.
Collet L.W. (1925), *Les lacs, leur mode de formation, leurs eaux, leurs destin*, Editions Gaston Doin, Paris.
Corbel J. (1962), *Neiges et Glaciers*, Nr.361, Editions Armand Colin.
Cosandey Claude (1990), *L'origine des crues dans les bassins-versants élémentaires: du ruissellement sur les versants à l'écoulement de crue*, Annales de géographie, N°556 – XCIX^{e}, Novembre-Décembre, Paris.
Cosandey Claude, Robinson M. (2000), *Hydrologie continentale*, Armand Colin, Paris.
Creţu Gh. (1976), *Economia apelor*, Edit. Didactică şi pedagogică, Bucureşti.
Cristea N. (1956), *Hidraulica subterană*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Cunge J.A., Holly F.M., Verwey A. (1980), *Practical aspects of computational river hydraulics*, Pitman Publ. Ltd., London.
Dajoz R. (1974), *Tratado de ecologia*, Ediciones Mundi-Prensa, Madrid.
Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R. (1992), *Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications*, Journal of Sedimentary Petrology, nr.62.
Danchiv A., Stematiu D. (1997), *Metode numerice în hidrogeologie*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Dansgaard W., Tauber H. (1969), *Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures*: Science, Vol.166.
Darcy H. (1856), *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*, Edition Victor Dalmont, Paris.
Davies J.L. (1969), *Landforms of cold climate*, Australian National University Press, Camberra.
Davies J.L. (1972), *Geographical Variation on Coastal Development*, Oliver&Boyd, Edimbourg.
Davies T.R.N. (1984), *Fundamental characteristic of stream meanders*, Geol. Soc. Of America Bullet, V, 95.

Davîdov L.K., Konkina N.G. (1958), *Obîşciaia ghidrologia,* Ghidrometeoizdat, Leningrad.
Denton G.H., Hughes T.J. (1981), *The Arctic Ice Sheet: An outrageous hypothesis*, In: Denton G.H., Hughes T.J. (eds), The last great ice sheets, Wiley Interscience, New York.
Derruau M. (1988), *Précis de géomorphologie*, Masson, Paris.
Diaconu C. (1988), *Râurile – de la inundaţii la secetă,* Edit. Tehnică, Bucureşti.
Diaconu C., Dumitrescu S., Lăzărescu D., Ujvari I. (1954*), Scurgerea medie specifică a râurilor din R.P.Română*, Lucr. DGH, Serie Hidrol., I.
Diaconu C., Lăzărescu D. (1965), *Hidrologie*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Diaconu C., Şerban P. (1994), *Sinteze şi regionalizări hidrologice,* Edit. Tehnică, Bucureşti.
Diaconu S. (1999), *Cursuri de apă – Amenajare, Impact, Reabilitare*, Edit. *H*G*A*, Bucureşti.
Divet L., Schulhof P. (1980), *Le traitement des eaux*, Collection Que sais-je?, No.1874, Editions PUF, Paris.
Drăgan J.C., Airinei Şt. (1989), *Geoclimate and History*, NAGARD Publishers, Rome.
Drobot R. (1997), *Bazele statistice ale hidrologiei,* Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Duma D. (1988), *Influenţe antropice asupra transportului de aluviuni şi dinamicii albiilor râurilor,* Simpozionul P.E.A., nr.2.
Dumitrescu C.M. (1984), *Dialog despre apele minerale*, Edit. Albatros, Bucureşti.
Dumitriu E., Hulea V. (1997), *Metode catalitice eterogene aplicate în protecţia mediului,* Edit. BIT, Iaşi.
Dunne T. (1978), *Field studies of hillslope flow processes*, In: M.J.Klrby (Ed), Hillslope Hydrology, Wiley, New York.
Dupuit J. (1963), *Etudes theorique et pratiques sur le mouvement des eaux*, Edition Dunod, Paris.
Durand-Dastes F. (1977), *Systems d'utilisation de l'eau dans le monde*, SEDES, Paris.
Dury G.H. (1969), *Relation of morphometry to runoff frequency,* in: CHORLEY R.J. (ed.), Water, Earth and Man, London, Methuen.
Dussart B. (1966), *Limnologie. L'étude des eaux continentales*, Gauthier-Villars, Paris.
Eliade M. (1964), *Traité d'histoire des religions*, Editions Payot, Bibliotheque Scientifique, Paris.
Eliade M. (1976), *Histoire des croyances et des idées religieuse*, Vol. I, Editions Payot, Paris.
Erdélyi M. (1994), *The hydrogeology of the Hungarian upper Danube section (before and after damming the river),* Hungarian Natural History Museum.
Fetter C.W. (1994), *Applied Hydrogeology*, Macmillan Publishing Company, New York.
Fisk H.N. (1944), *Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi river,* U.S. Army Corps Eng., Mississippi River Commission, Vicksburg, Mississippi.
Flint R.F. (1957), *Glacial and Pleistocene geology*, John Wiley&Sons, Inc., New York.
Flint R.F. (1971), *Glacial and Quaternary Geology,* John Wiley&Sons, Inc., New York.
Florea N. (1976), *Geochimia şi valorificarea apelor din Câmpia Română de Nord-Est,* Edit. Academiei Române, Bucureşti.
Forbes S.A. (1887), *The Lake as a Microcosmos*, Bull. Peoria III Sci. Assoc., Reprint 1925 in Bull. III Nat. Hist. Surv. 15.
Forel F.A. (1869), *Introduction a l'étude de la faune profonde du Lac Léman*, Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat. Lausanne, 10.
Forel F.A. (1892, 1895, 1904), *Le Léman: monographie limnologique*, tome I,II,III, F.Rouge, Lausanne.
Frecaut R. (1967), *Elements d'hydrologie continentale*, Centre de documentation universitaire,

Paris.
Friedman C.M., Sanders S.E. (1978), *Principles of Sedimentology*, John Wiley&Sons, New York.
Furon R. (1963), *Le problème de l'eau dans le monde*, Editions Paillot, Paris.
Furon R. (1967), *Problema apei în lume*, Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.
Galloway W.E., Hobday K.D. (1983), *Terrigenous Clastic Depositional Systems*, Springer-Verlag, Berlin.
Gaspar E. (1994), *Trasori în sisteme acvifere*, Edit. Academiei Române, Bucureşti.
Gâştescu P. (1969), *Lacurile de pe glob*, Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.
Gâştescu P. (1971), *Lacurile din România – limnologie regională*, Edit. Academiei R.S.România, Bucureşti.
Gâştescu P. (1979), *Lacurile Terrei*, Edit. Albatros, Bucureşti.
Gâştescu P. (1990), *Fluviile Terrei*, Edit. Sport-Turism, Bucureşti.
Gâştescu P. (1998), *Limnologie şi Oceanografie*, Edit. H.G.A., Bucureşti.
Gâştescu P. (1998), *Hidrologie*, Edit. Roza vânturilor, Târgovişte.
Gâştescu P. (2000), *Dicţionar de limnologie*, Edit. H.G.A., Bucureşti.
Gâştescu P., Driga B. (1973), *Some aspects of the hydric balance of lakes in the eastern Romanian plain in the years 1956-1970*, Hydrological Science Bulletin, Nr.3, Vol.18, London.
Gheorghe Al. (1973), *Prelucrarea şi sinteza datelor hidrogeologice*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Giurescu C.C., Giurescu D. (1971), *Istoria românilor din cele mai vechi timpuri până astăzi*, Edit. Albatros, Bucureşti.
Giurma I. (1997), *Colmatarea lacurilor de acumulare*, Edit. *H*G*A*, Bucureşti.
Goldman C.R., Horne A.J. (1983), *Limnology*, McGraw Hill Book Company, New York.
Goubert J.P. (1986), *La conquête de l'eau*, Collection Pluriel, Edition Robert Laffont, Paris.
Graf W.H., Altinakar M.S. (1993), *Hydraulique fluviale*, Tome I, Press Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne.
Grecu Florina (1997), *Gheaţă şi gheţari*, Introducere în glaciologie, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Gresswell R.K., Huxley A. (1965), *Rivers and Lakes, Standard Encyclopedia of the World*, Weidenfeld et Nicolson, Ltd., London.
Grosval'd M.G., Krenke A.N. (1961), *Voprocy gljaciologii Zemli Franca-Iosifa*, Rez.Issl. M.G.G., IX, 6.
Guilcher A. (1979), *Precis d'hydrologie (marine et continentale)*, Editions Masson, Paris.
Guthriel R.D. (1968), *Paleoecology of a Late Pleistocene small mammal community from interior Alaska*, Arctic, Vol.21.
Guyot Ch. (1974), *L'hydrologie*, Presses Universitaires de France, Paris.York.
Hamilton T.D., Thorson R.M. (1983), *The Cordilleran Ice Sheeting in Alaska*, In: Wright H.E., Porter S.C. (eds), *Late Quaternary environments of the United States*, Vol.1, The Late Pleistocene, Longman, Essex.
Haret C., Ciobanu Silvia (1979), *Lacuri colinare*, Edit. Ceres, Bucureşti.
Harris S.A. (1985), *Distribution and zonation of permafrost along the eastern ranges of the Cordillera of North America*, Biuletyn Peryglacjalny, 30.
Heikurainen L. (1982), *Peatland areas and peat resources in the World*, Bulletin of the International Peat Society, Helsinki.
Henderson F.M., *Open channel flow*, Macmillan Comp., New York.
Hirschboeck K. (1988), *Flood hydroclimatology*, in: V.R.Baker, R.C.Kochel, P.C.Patton (ed.), Flood Geomorphology, New York, J.Wiley.
Holland F.D. (1983), *Chimia atmosferei şi oceanelor*, Edit. Tehnică, Bucureşti.

Hollin J.T., Schilling D.H. (1981), *Late Wisconsin – Weichselian mountain glaciars and small ice caps*, In: Denton G.H., Hughes T.J. (eds), The last great ice sheet, Wiley, New York.

Hoppe G. (1952), *Hummocky moraine regions, with special reference to the interior of Norrbotten*, Geograf. Annaler, Vol.34.

Horton R.E. (1945), *Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology*, Geol. Soc. Amer. Bull., 56.

Hughes T.J., Denton G.H., Andersen B.G., Schilling D.H., Fastook J.L., Lingle C.S. (1981), *The last great ice sheets: a global view*, In: Denton G.H., Hughes T.J. (eds), The last great ice sheets, Wiley, New York.

Hutchinson G.E. (1957), *A Treatise on Limnology*, Vol.I, Geography, Physics and Chemistry, Wiley, New York.

Hynes H.B.N. (1960), *The biology of polluated waters*, University Press, Liverpool.

Ichim I., Batuca D., Rădoane M., Duma D. (1989), *Morfologia și dinamica albiilor de râuri*, Edit. Tehnică, București.

Imboden C. (1976), *Eaux vivantes. Initiation ŕ la biologie des zones humides*, Editions Ligne suisse pour la Protection de la Nature, Bâle.

Immiriz, Maltby (1992), *The Global Status of Peatlands and their Role in Carbon Cycling. A Report for Friends of the Earth by the Wetland Ecosystems Research Group*, Department of Geography, University of Exeter, Friends of the Earth, London.

Ionescu de la Brad (1850), *Excursion agricole dans la plaine de Dobrodja*, Constantinopole.

Ionescu-Șișești Gh. (1933), *Lunca Dunării*, București.

Ivan C. (1975), *Metode de calcul analogic în hidraulica subterană*, Edit. Tehnică, București.

Jauzein A. (1971), *Le delta de la Medjerda. Les agents de la morphogčnese*, Travaux Lab. Géol., École Normale Supérieure, Paris.

Kapista A.P. (1961), *Dinamika I morfologija lednikovogo pokora central'nogo sektora Vostočnoj Antarktidy*, Trudy S.A.E., 18.

Kiselev P.G., Hâncu S. (1988), *Îndreptar pentru calcule hidraulice*, Edit. Tehnică, București.

Kukal Z. (1971), *Geology of Recent Sediments, Academic Press, London.*

Ladislau K (1969), *Analiza fizico-chimică*, Edit. Didactică și Pedagogică, București.

Lambert R. (1996), *Géographie du cycle de l'eau*, Presses Universitaires du Mirail, Toulouse.

Lappalainen E. (1994), *Review of the IPS's Project: world peatland and peat resources*, Bulletin of the International Peat Society, No.25.

Lappalainen E. (1996), *General review on world peatland and peat resources*, In: Global peat resources, Edited by Eino Lappalainen, International Peat Society, Geological Survey of Finland.

Larras J. (1964), *Embouchures, estuaires, lagunes et deltas*, Eyrolles, Paris.

Lebreton J.C. (1974), *Dynamisme fluviale*, Edition Eyrolles, Paris.

Lehmann F., Ackerer Ph. (1997), *WAMOS-1D. Simulation of water movement in soil*, Edit. H.G.A., Bucureşti.

Leliavski S. (1955), *An introduction to fluvial hidraulics*, London.

Leopold L.D. (1994), *A View of the River*, Harvard University Press, Cambridge, MA.

Leopold L.D., Bagnold R.A., Wolman M.G., Brush L.M. (1960), *Flow resistance in sinuous or irregular channels*, US Geol. Surv. Prof. Paper, 182 D.

Leopold L.D., Wolman M.G., Miller J.P. (1964), *Fluvial processes in geomorphology*, Freeman and Co, San Francisco.

Leroy J.B. (1986), *La pollution des eaux*, Collection Que sais-je?, No.983, Edition PUF., Paris.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Levi I.I. (1951), *Dinamica cursurilor de apă,* Edit. Tehnică, Bucureşti.
Liteanu E. (1953), *Hidrogeologie aplicată,* Edit. Tehnică, Bucureşti.
Liu H.K. (1957), *Mecanics of sediment ripple formation*, IHYD, PASLE, 83, Ny2.
Llamas J. (1993), *Hydrologie générale*, Gaetan Morin Editeur, Quebec.
Lliboutry L. (1965), *Traité de Glaciologie.Glaciars – Variations du Climat – Sols gelés*, Masson & C^ie^, Editeurs, Paris.
Löffler E. (1972), *Pleistocene glaciation in Papua and New Guinea*, Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband, 13, Berlin.
Loup J. (1974), *Les eaux terrestres*, Editions Masson, Paris.
Lvovici M.I. (1973), *The World's Water*, Mir Publishers, Moscow.
Lyell C. (1854), *Principles of geology,* 9th edition, Appleton&Co., New York.
Maarleveld G.C. (1976), *Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Nederlands*, Biuletyn Perzglacjalny, 26.
Mac I. (1986), *Elemente de geomorfologie dinamică*, Edit. Acad. Române, Bucureşti.
Maltby E. (1988), *Properties, geomorphology and classification of peatlands,* Symposium on the hydrology of wetlands in temperate and cold regions, Vol.II, 5, The Publications of the Academy of Finland, Helsinki.
Maltby E., Proctor M.C.F. (1996), *Peatlands: their nature and role in the biosphere*, In: Global peat resources, Edited by Eino Lappalainen, International Peat Society, Geological Survey of Finland.
Manoliu I.A. (1974), *Regularizări de râuri şi căi de comunicaţii pe apă,* Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Markov C.C. (1957), *Probleme fundamentale ale geomorfologiei*, Litografia şi Tipografia Învăţământului, Bucureşti.
Marsily G. (1986), *Quantitative Hydrogeology*, Academic, San Diego, California.
Martonne Emm. De (1902), *La Valachie. Essai de monographie géographique*, Paris.
Martonne E. de (1909), *Traité de Géographie Physique*, A.Colin, Paris.
Mateescu C. (1963), *Hidraulica*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Mathews E., Fung I. (1987), *Methane emissions from natural wetlands: global distribution, area and environmental characteristics of sources,* Global Biochemical Cycles, 1.
Meier M.F. (1957), *The mechanics of crevasses*, J. Glac., 2.
Milliam J.D., Broadus J.M., Gabe F. (1989), *Environmental and economic implications of rising sea-level and subsiding deltas: The Nile and Bengal examples,* Ambio, 6:340-5.
Miţă P. (1986), *Temperatura apei şi fenomenele de îngheţ pe cursurile de apă din România,* Studii şi cercetări de hidrologie, vol.54, Bucureşti.
Moore G.F., Asquith D.G. (1971), *Delta, term and concept,* Geol. Soc. Am. Bull., nr.82.
Morariu T. (1962), *Gheţarii şi însemnătatea lor hidrologică*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Morariu T., Morariu E., Savu Al. (1968), *Lacurile din România. Importanţa balneară şi turistică,* Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.
Moţoc M. (1962), *Eroziunea solului pe terenurile agricole şi combaterea ei*, Edit. Agro-Silvică, Bucureşti.
Murray J (1900), *Batymetric Survey of Scottish Fresh Water Lochs of Scotland*, Edinburgh.
Musy A. (1998), *Hydrologie appliquée,* Editions H.G.A., Bucarest.
Neamu Gh. (1982), *Geografia Antarctidei*, Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.
Negulescu M., Ianculescu S., Vaicum L., Bonciu G., Pătru C., Pătru O. (1995*), Protecţia mediului înconjurător*, Edit. Tehnică, Bucureşti.

Neuman E. (1931), *Limnologische Terminologie*, Wien.
Neuman J (1959), *Maximum depth and average depth of lakes*, J. Fish Res. Bd., Canada.
Nevin C.M., Trainer D.W. (1927), *Laboratory study in delta building*, Bull. Geol. Soc. Amer., nr.38.
Newson M. (1994), *Hydrology and the River Environment*, Clarendon Press, Oxford.
Nikonov M.N., Sluka V.K. (1964), *Distribution of peatlands* (russ.), Pocvovedenie, 10.
Nilsson T. (1983), *The Pleistocene – geology and life in the Quaternary ice age*, Reidel, Dordrecht.
Noon H. (1972), *Géographie des littoraux*, Presses Universitaires de France, Paris.
Oertel G.F. (1977), *Geomorphic cycles in ebb deltas and related patterns of shore erosion and accretion*, Journal of Sedimantary Petrology, vol.47, nr.3.
Oncescu N. (1951), *Hidrogeologie. Manualul inginerului de mine*, Vol.I, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Östrem G. (1964), *Ice-cored moraines in Scandinavia*, Geogr. Annaler, Vol.46.
Pantazică Maria (1974), *Hidrografia Câmpiei Moldovei*, Edit. Junimea, Iaşi.
Pantazică Maria (1983), *Hidrometrie. Mijloace de măsurare şi calcul în hidrologia râurilor*, Edit. Universităţii "Al.I.Cuza", Iaşi.
Papadopol M (1978), *Hidrobiologie (Limnologie biologică)*, Bucureşti.
Pardé M. (1957), *Fleuves et rivières*, Armand Colin, Paris.
Pardier E. (1977), *Les miracles de l'eau*, Editions Avanti, Neuchâtel.
Paschinger V. (1912), *Die Schneegrenze in verschiedenen Klimaten*, Petermanns Geogr. Mitt. Ergänzungsbd, Vol.37, Heft.
Pascu M., Stelea V. (1968), *Cercetarea apelor subterane*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Paskoff R. (1978), *Évolution de l'embouchure de la Medjerda (Tunisie)*, Photo-Interprétation, nr.5.
Paskoff R. (1994), *Le delta de la Medjerda (Tunisie) depuis l'antiquité*, Étude Rurales.
Paskoff R. (1998), *Les littoraux. Impact des aménagement sur leur évolution*, Armand Colin, Paris.
Paterson W.S.B. (1981), *The physics of glacier*, Pergamon Press, Oxford, London.
Pavel D. (1938), *Hidrografia Dunării*, I.R.E. Bucureşti.
Pârvu C. (1980), *Ecosistemele din România*, Edit. Academiei R.S.România, Bucureşti.
Péguy P.C. (1968), *La neige*, Editions PUF., Paris.
Pellegrini J-C. (2001) – *Note sur le massif karstifié de la vallée de la Casimcea (Dobrogea centrale, Roumanie)*. Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée, n°19, Université Michel de Montaigne – Bordeaux 3, 33607 PESSAC cedex, France.
Perillo G.M.E. (1996), *Definitions and geomorphologic classifications of esturies. Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*, Development in Sedimentology, 53, Edited by G.M.E. Perillo, Elsevier Science B.V.
Péwé T.L. (1983a), *Alpine permafrost in the contigous United States: A review*, Arctic and Alpine Research, 15 (2).
Péwé T.L. (1983b), *The periglacial environment in North America during Wisconsin time, Late Quaternary environments of the United States*, Vol.1, Porter S.C. (ed.), The Late Pleistocene, Longman, Essex.
Petts G.E., Amoros C. (1993), *Le concept d'hydrosistème appliqué à la gestion écologique des fleuves*, In: Hydrosystèmes fluviaux, sous la direction de Amoros C et Petts G.E., MASSON, Paris.
Pieptea R. (1992), *Apa, factor biologic esenţial pe Terra*, Edit. Euro-Holding, Bucureşti.
Pirazzoli P.A. (1993), *Les littoraux*, Nathan Université, Paris.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Pişota I. (1971), *Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali*, Edit. Academiei Române, Bucureşti.
Pişota I. (1995), *Hidrologie*, Edit. Universităţii Bucureşti.
Pişota I., Buta I. (1983), *Hidrologie*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Platagea Gh. (1960), *Consideraţii asupra genezei şi frecvenţei viiturilor cu aplicaţie pe teritoriul R.P.România*, Probleme de geografie, vol.VIII, Bucureşti.
Pop E. (1960), *Mlaştinile de turbă din R.P.România*, Edit. Academiei Române, Bucureşti.
Popa R. (1997), *Elemente de hidrodinamica râurilor*, Edit. Dadactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Popescu Rodica (2000), *Hidrogeochimie*, Edit. Universităţii din Bucureşti.
Popovici Eveline (1998), *Studiul mediului înconjurător. Dimensiuni europene*, Edit. Universităţii "Al.I.Cuza", Iaşi.
Pora E.A., Oros L. (1974), *Limnologie şi oceanografie*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Poruciuc T. (1924), *Lacurile sărate din sudul Basarabiei*, Bucureşti.
Posea Gr., Grigore M., Popescu N., Ielenicz M. (1976), *Geomorfologie*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Pradier E. (1977), *Les miracles de l'eau*, Editions Avanti, Neuchâtel.
Preda I., Marosi P. (1971), *Hidrogeologie*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Preda I., Ţenu A. (1981), *Resurse de ape minerale şi termale*, Edit. Universităţii din Bucureşti.
Prest V.K. (1969), *Retreat of Wisconsin and recent ice in North America: Speculative ice marginal positions during recessions of the last ice sheet complex*, Map 1257 A, Geological Survey of Canada.
Pricăjan A. (1972), *Apele minerale şi termale din România*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Pritchard D.W. (1952), *A review of our present knowledge of the dynamics and flushing in estuaries*, The John Hopkins University, Cheseapeacke Bay Institute, nr.527.
Pritchard D.W. (1967), *What is an estuary: physical viewpoint*, Estuaries, Ed. G.H.Lauf, American association for Advancement of Science, Washington.
Pumnea C., Grigoriu G. (1994), *Protecţia mediului ambiant*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Rapinat M. (1982), *L'eau*, Collection Que sais-je?, N.266, Edition PUF., Paris.
Rădoane Maria, Ichim I., Dumitriu D. (2000-2001), *Geomorfologie*, vol.II, Edit. Universităţii Suceava.
Reeh N. (1989), *Dynamic and climatic history of the Greenland ice sheet*, In: Fulton R.J. (ed.), Quaternary geology of Canada and Greenland, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, Nr.1, Geology Society of America, Geology of North America K1, Canadian Government Publishing Centre, Ottawa.
Reid F.H. (1892), *Studies of Muir Glacier*, Alaska: Nat. Geogr. Mag., Vol.4.
Reid F.H. (1896), *The mechanics of glaciers*, J. of Geology, 4.
Richards K. (1982), *Rivers from and processes in alluvial channel*, Mathnen, London.
Ritter J. (1976), *Le Danube*, Edition Presses Universitaires de France, Paris.
Roberts N. (2002), *Schimbările majore ale mediului*, Edit. ALL, Bucureşti.
Robin G.Q. (1964), *Glaciology*, Endeavour, Vol.23.
Roche M. (1963), *Hydrologie de surface*, Gauthier-Villars Editeurs, Paris.
Rodier J. (1984), *L'analyse de l'eau*, Editions Dunod, Paris.
Rojanschi V. (1983), *Alimentarea cu apă la punct de răscruce*, Edit. Ceres, Bucureşti.

Romanescu Gh. (1992-1993), *Les facteurs qui conditionnent la repartition et les types des deltas du Globe,* Analele Ştiinţifice ale Universităţii „Al.I.Cuza", t.XXXVIII, s.II.c., Geografie, Iaşi.

Romanescu Gh. (1993), *Aşezarea geografică, limitele, suprafaţa şi locul Deltei.Dunării între deltele lumii*, Analele Univ. "Ştefan cel Mare", Suceava.

Romanescu Gh (1997), *Oceanografie*, Edit. Universităţii "Ştefan cel Mare" Suceava.

Romanescu Gh. (1996), *Delta Dunării. Studiu morfohidrografic*, Edit. Corson, Iaşi.

Romanescu Gh. (1997), *Lacul Razim – caracterizare sedimentologică*, Mediul şi cooperarea transfrontalieră, TRANSECO '97, Suceava.

Romanescu Gh. (1997), *Oceanografie*, Edit. Universităţii "Ştefan cel Mare" Suceava.

Romanescu Gh. (1999), *The Danube Delta – Some Hydromorphodynamic Aspects. Deltaic changes during the modern and contemporary historical stages*, Edit. Universităţii Suceava.

Romanescu Gh. (2002), *Medii de sedimentare terestre şi acvatice. Delte şi estuare,* Edit. Bucovina Istorică, Suceava.

Romanescu Gh. (2002), *Hidrologie generală*, ediţia a 2-a, Edit. Universităţii Suceava.

Romanescu Gh. (2003), *Dicţionar de hidrologie*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Romanescu Gh. (2003), *Inundaţiile – între natural şi accidental*, In: Riscuri şi catastrofe, Editor Victor Sorocovschi, Edit.Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.

Romanescu Gh., Jigău Gh. (1998), *Geomorfologie*, Edit. Universităşii de Stat Chişinău (Republica Moldova).

Romanescu Gh., Jigău Gh. (2001), *Dicţionar de hidrologie, hidrogeologie şi hidrofizica solurilor,* Edit. Universităţii de Stat din Chişinău (Republica Moldova).

Romanescu Gh., Lupaşcu Gh. (1999), *Balta Somovei – Studiu sedimentologic în vederea utilizării terenului*, Analele Universităţii "Ştefan cel Mare" Succava, Secţia Geografie-Geologie, Anul VIII, Suceava.

Roşca D. (1959), *Hidrologie agricolă*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Roşu Corina, Creţu Gh. (1998), *Inundaţii accidentale*, Edit. *H*G*A*, Bucureşti.

Russel R.J. (1967), *Origin of estuaries,* Estuaries, Ed. G.H.Lauf, American Association for Advancement of Science, Washington.

Rusu C. (1990), *Probleme noi în amenajarea apelor din România,* Hidrotehnica, 34.

Rusu C., Stegaroiu P. (1990), *Amenajarea bazinelor hidrografice ale României*, Hidrotehnica, 35, Bucureşti.

Salomon J.N. (1987), *Le Sud-Ouest de Madagascar,* Université d'Aix-Marseille.

Samojilov I.V. (1956), *Die Flußmündungen,* Verlag Herman Hoak, Gotha.

Savin C. (1990), *Resursele în apă ale luncii Jiului*, Edit. Scrisul românesc, Craiova.

Săhleanu V. (1977), *Destinul biologic şi uman al apei,* In: Strălucirile apei, Slatina.

Scheidegger A.E. (1965), *The algebra of stream-order numbers,* U.S.Geol. Survey, Prof. Paper, 525,B, Washington.

Schneebeli G. (1966), *Hydraulique souterraine*, Eryolles, Paris.

Schneider S., Schneider R. (1990), *Verteilung der Moore auf der Erde*, In: Göttlich, Moor und Torfkunds, 3, Stuttgart.

Schoeller H. (1962), *Les eaux souterraines*, Masson, Paris.

Schram Maria (1968), *Câteva aspecte privind bilanţul hidrologic al lacurilor din Câmpia Moldovei*, ASUCI-G.G., XIV, Iaşi.

Schram Maria, Pantazică Maria (1983), *Hidrologia uscatului*, Universitatea "Al.I.Cuza", Iaşi.

Schumm H. (1962), *Les eaux souterraines*, Editions Masson, Paris.

Schumm S.A. (1977), *The Fluvial System,* Wiley, New York.

Şergued'ev M. (1989), *Irkoutsk-Baïkal,* Editions Planeta, Moscou.
Sharipo J. (1973), *Blue-green algae*, Why they beacome dominant, Science 179.
Shreve R.L. (1966), *Statistical law of stream numbers,* Journ. Geol., 74.
Smith K., Ward R. (1998), *Floods. Physical Processes and Human Impacts*, John Wiley & Sons, Chichester.
Sorocovschi V. (1996), *Mediul hidrosferic,* Cluj-Napoca.
Sorocovschi V. (2003), *Complexitatea teritorială a riscurilor şi catastrofelor,* In: Riscuri şi catastrofe, Editor Victor Sorocovschi, Edit. Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.
Sorocovschi V., Buta I. (1994), *Hidrometrie (măsurători şi calcule hidrologice)*, Edit. Univ. "Babeş-Bolyai", Cluj-Napoca.
Stănescu I. (2000), *Hidrologie*, Edit. Universităţii „Al.I.Cuza", Iaşi.
Stănescu V.A. (1995), *Hidrologie urbană*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Stenborg T. (1974), *Glaciology*, UNGI Kompendium, No.5, Uppsala.
Strahler A.N. (1952), *Daynamic basin of geomorphology,* Geol. Soc. Am., Bull., 63.
Strahler A.N. (1973), *Geografie fizică,* Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.
Street-Perrott F.A., Marchand D.S., Robert N., Harrison S.P. (1989), *Global lake-level variation from 18000 to 0 years ago: a paleoclimatic analysis*, U.S. Department of Energy Technical Report, TR046.
Sugden D., John B. (1976), *Glaciars and landscape: a geomorphological approach*, Edward Arnold, London.
Suter J.R. (1993), *Deltaic coasts,* In: Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics, Edited by R.W.G. Carter, C.D. Woodroffe, University Press, Cambridge.
Szenteşi S.G. (1998*), Economia şi mediul în perspectiva integrării României în Uniunea Europeană*, Edit. SERVO-SAT, Arad.
Şelărescu M., Podani M. (1993), *Apărarea împotriva inundaţiilor*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Şerban P., Stănescu V., Roman P. (1989), *Hidrologie dinamică*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Ştef V. (1996), *Hidrologie generală*, Edit. Univ. Creştine "Dimitrie Cantemir", Sibiu.
Ştefan Sabina (1996), *Fizica interacţiunii atmosferă-ocean*, Edit. Universităţii din Bucureşti.
Tarbuck E.J., Lutgens F.K. (1993), *The Eatrh. An Introduction to Physical Geology,* Macmilliam Publishing Company, New York.
Teodor S. (1999), *Lacul de baraj şi noua morfodinamică, Studii de caz pentru râul Argeş*, Edit. Vergiliu, Bucureşti.
Teodorescu I., Folotti A., Chiriac V., Ceauşescu V., Florescu A. (1973), Gospodărirea apelor, Edit. Ceres, Bucureşti.
Thurman V.H. (1988), *IntroductoryOceanography,* 5th Edition, Merrill Published Company, Ohio.
Todd D.K. (1967), *Ground water hydrology*, John Wiley & Sons, New York, London, Sydney.
Tomescu G. (1983), *Considérations sur le stade de la pollution des eaux phréatiques sur le territoire de la Roumanie (la vulnérabilité à la pollution des couches aquifères phréatiques)*, Analele Institutului de Geologie şi geofizică, Lucrările Congresului al XII-lea al Asociaţiei Geologice Carpato-Balcanice, Geofizică, Hidrogeologie şi Geologie Inginerească, Bucureşti.
Touchinsky G.K. (1960), *El'brusskajy ekspedicija... (Expedition à l'Elbruz de l'Université de Moscou et de l'Institut de Géophysique Applique de l'Ac. Sci. de L'U.R.S.S.)*, Informaciony Sbornik a rabotax po MGG, 5.
Tricart J. (1977), *Types de lits fluviaux an Amazonie brésilienne,* Annales de Géographie, 473.
Tricart J, Cailleux A. (1962), *Le modelé glaciaire et nival*, SEDES, Paris.

BCU IAŞI CENTRU VECHI LIBRARY

Trofin P. (1972), *Alimentări cu apă,* Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Trombe F. (1969), *Les eaux souterraines*, Collection Que sais-je?, No.455, Edition PUF., Paris.
Trufaş V. (1975), *Hidrochimie*, Tipografia Universităţii Bucureşti.
Ujvari I. (1957), *Alimentarea râurilor din R.P.Română,* Meteorologia, hidrologia şi gospodărirea apelor, nr.1, Bucureşti.
Ujvari I. (1972), *Geografia apelor României*, Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.
Vanney J.R. (1977), *Géomorphologie des plates-formes continentales,* Editions Doin, Paris.
Vanney J.R. (1991), *La géographie de l'océan*, Institut Océanographique – Paris, Oceanis.
Varduca A. (1997), *Hidrochimie şi poluarea chimică a apelor*, Edit. H.G.A., Bucureşti.
Varduca A. (1999), *Monitoringul integrat al calităţii apelor*, Editura H.G.H., Bucureşti.
Velikanov M.A. (1954), *Hidrologia uscatului,* vol.I,II, Bucureşti.
Verger F. (1991), *Les deltas et leur aménagement,* Ann. Géo., nr.561-562, Paris.
Vespremeanu E. (1992), *Oceanografie, Partea întâi,* Tipografia Universităţii Bucureşti.
Victor P.E. (1978), *Protegeons l'eau*, Fernand Nathan, Paris.
Vinberg G.G. (1954), *Toksiceskii fitoplankton*, Usp. Sovr. Biol. 38.
Vivian R. (1968), *Le glaciar de Saint-Sorlin*, Tev. Géogr. Alpine, t.LVII, fas.3.
Vladimirescu I. (1962), *Curs de hidrologie*, Edit. de Stat Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Vladimirescu I. (1978), *Hidrologie*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Vladimirescu I. (1984), *Bazele hidrologiei tehnice*, Edit. Tehnică, Bucureşti.
Voeikov A.J. (1954), *Klimatî zemnogo şara,* A.N.S.S.S.R., Leningrad.
Ward R. (1967), *Principes of hydrology*, London.
Ward R. (1975), *Principes of hydrology,* McGraw-Hill, Maidenhead, UK.
Washburn A.L. (1973), *Periglacial processes and environments*, Edward Arnold, London.
Washburn A.L. (1979), *Geocryology – a survey of periglacial processes and environments*, Edward Arnold, London.
Welch P. (1952), *Limnology*, McGraw – Hill Book Company Inc., New York.
West R.G. (1977), *Pleistocene geology and biology with special reference to the British Isles*, Longman Group, London.
Whigham D.F., Dykyjová D., Hejny S. (1993), *Wetlands of the World: Inventory, Ecology and Management I,* Handbook of Vegetation Science 15/2, Kluwer, Dordrecht.
White G.F. (1964), *Choice of Adjistements to Floods,* Department of Geography Research Paper 93, University of Chicago Press.
Wijkman A., Timberlake L. (1984), *Natural Disasters: Acts of God or Acts of Man?,* Earthsean, London.
Williams M.A.J., Dunkerley D.L., Deckker P., Kershaw A.P., Stokes T. (1994), *Quaternary Environments*, Edward Arnold, London.
Wright L.D. (1977), *Sediment transport and deposition at river mouth: a synthesis,* Geological Society of America Bulletin, nr.88.
Zamfirescu F. (1995), *Hidrogeologie. Dinamica apelor subterane*, Edit. Universităţii Bucureşti.
Zamfirescu F. (1997), *Elemente de bază în dinamica apelor subterane*, Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Zăvoianu I. (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Edit. Academiei Române, Bucureşti.
Zăvoianu I. (1988), *Râurile – bogăţia Terrei*, Edit. Albatros, Bucureşti.
Zăvoianu I. (1993), *Romanian's Water Resources and Their Use*, GeoJournal, 29.1, 10-30, Kluwer Academic Publishers, Helmstedt, Germany.
Zăvoianu I. (1999), *Hidrologie*, Edit. Fundaţiei "România de mâine", Bucureşti.

Zingg Th. (1949), *Klimatische Schneegrenze und Winterniederschläge*, Verhandlunger der Schweiger, Naturforschenden Gesellschaft, Lausanne.
* * * (1932), *La Commission Européenne du Danube et son œuvre de 1856 à 1931*, Imprimerie Nationale, MCMXXXI, Paris.
* * * (1961), *Apele minerale şi nămolurile terapeutice din România*, Vol.I-IV, Edit. Medicală, Bucureşti.
* * * (1963), *Zona de vărsare a Dunării. Monografie hidrologică*, Edit. I.M.H., Bucureşti.
* * * (1967), *Dunărea între Baziaş şi Ceatalul Izmail. Monografie hidrologică*, Comitetul de Stat al Apelor, Bucureşti.
* * * (1967), *Limnologia sectorului românesc al Dunării. Studiu Monografic*, Edit. Academiei R.S. România, Bucureşti.
* * * (1968), *International Peat Congress.*
* * * (1971), *Râurile României. Monografie hidrologică*, Edit. I.N.M.H., Bucureşti.
* * * (1976), *Grande Encyclopedie Alpha des Sciences et des Techniques*, Editions Kister, Genève.
* * * (1979) *La fabuleuse histoire de l'eau*, Collection "Les chemins du savoir", Edition Casterman, Paris.
* * * (1980), *International Peat Congress.*
* * * (1981), *Atlas Mondial. Suisse*, Conférence des Directeurs cantonaux de l'instruction publique, Zurich.
* * * (1983), *Planète Océan*, vol.I-XII, Alpha Edition, Paris.
* * * (1983), *Dictionnaire Encyclopédique Alpha*, Vol.1-24, Editions GRAMMONT, Lausanne.
* * * (1983), *Geografia fizică a României*, Vol.I, Edit. Academiei R.S. România, Bucureşti.
* * * (1990), *L'eau aujourd'hui*, Publié par la Société suisse pour la protection de l'environnement (SPE), Edition Georg ESHEL, Genève.
* * * (1990), *USA Department of Commerce.*
* * * (1992), *International Glossary of Hydrology WMO – UNESCO*, Genève-Paris.
* * * (1992), *F.A.O. Production Yearbook*, Roma.
* * * (1992), *Ressources mondiales*, Paris.
* * * (1992-1993), *World Resources Institut.*
* * * (1994), *Institutul Hidrologic S.U.A.*
* * * (1996), *F.A.O. Production Yearbook*, Roma.
* * * (1996), *Global Peat Resources.*
* * * (1998), *Water Resources Council for the United States.*
* * * (1998), Institutul de Igienă şi Sănătate Publică, *Date statistice.*
* * * (1998), Organizaţia Mondială a Sănătăţii, *Date statistice.*
* * * (1999), Organizaţia Mondială a Sănătăţii, *Date statistice.*
* * * STAS 1342-91, *Ape potabile – condiţii tehnice de calitate.*

BCU IASI / UNIVERSITY LIBRARY

ISBN 973-8432-13-8